U. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第 11 巻　第 8 号

目　　次

報　文

T. Nozawa & K. Takahashi: On the Petrochemistry of Shishigawa Granodiorite……1(489)
田中章介，蜷川親治：北海道釧路市周辺地域物理探査……15(503)

概　報

島根県田儀銅山地質鉱床
山形県小国植物化石層についての新知見
長野県魚野川上流地域の銅・亜鉛・硫化鉄鉱露頭の概査
茨城県赤塚村付近砂鉄鉱床
青森県天満林砂鉄鉱床の試錐について
青森県大畑地区砂鉄鉱床
島根県蔵木鉱山および周辺地区地質鉱床について
京都府河守鉱山について

技術研究所 受 35.12.29 付 図書室
カード記入済
台帳記入済

資　料

堆積岩中における分散元素の分布

講演要旨

35.12.29 付 技術研究所

工業技術院地質調査所

昭和 35 年 8 月

Nozawa, T.

On the Petrochemistry of Shishigawa Granodiorite Takahashi, K.

Tamotsu, Nozawa & Kiyoshi, Takahashi

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 489～502, 1960
7 illus., 10 pl., 3 tab.

The most prominent character of Shishigawa granodiorite is the high content of alkalies, especially of potash. It approaches to the Daly's average of granitic rocks in the world.
Aluminous schist xenolith with corundum and spinel is supposed to originate from muscovite schist.

552.321.3 : 54 (522.4)

技術研究所 受 35.12.29 付 図書室

Tanaka, A.

北海道釧路市周辺地域物理探査 Ninagawa, S.

田中章介・蜷川親治

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 503～518, 1960
8 illus., 7 tab.

北海道釧路市周辺地域における，地震および重力探査で，原野下の基盤層である白堊系および古第三系の分布状態を明らかにし，地下構造を究明し，原野下の炭田開発に寄与する目的で実施された。地震探査の結果（使用器械 E.T.L 製 24 成分地震探鉱器），第1層，400～810，第2層 1,550～1,630，第3層 2,610，第4層 2,940～3,230，第5層 3,910～4,400 m/sec の各速度層が得られた。重力探査の結果（使用器械 North American Geophysical Co. 製重力計），本地域の重力分布が明らかとなり，地下構造の大要を知るための資料が得られた。一部移動平均法による余剰重力を求め，正負の顕著な異常を検出することができた。

551.763+551.781 : 553.94(524) : 550.831+550.83

Yamada, M.

島根県田儀銅山地質鉱床

山田正春

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 519～523, 1960
5 illus.

田儀鉱山の鉱床は，第三系中新統に属する玉造累層中の流紋岩質凝灰岩中に胚胎する浅熱水性の鉱脈である。黄銅鉱のほか入坑できる酸化帯には斑銅鉱・藍銅鉱・黒銅鉱など二次生成の銅鉱と，黄鉄鉱および少量の白鉄鉱がみられる。鉱脈は NS～N 20°W 系および N 40～60°E 系の2方向があるが，いずれも小規模である。本地域の同種の鉱床の特性から判断すれば，本鉱床も下部が好況となる可能性も考えられるので，本鉱床周辺の探鉱だけでなく，下部にもとくに注意をする必要があろう。

553.43 : 065 : 551.782.1(521.82) : 550.85

Kobayashi, I.

長野県魚野川上流地域の銅・亜鉛・硫化鉄鉱露頭の概査 Kikuchi, T.

小林勇・菊池徹

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 525～526, 1960
2 illus., 1 tab.

新第三紀中期ないし後期の火山岩類中に胚胎する鉱床で未開発。調査の対象となつた露頭は4カ所，そのうち，第3露頭と呼んだもののみ亜鉛に富み（走向ほぼ NS，傾斜不明，脈幅約 20 cm，平均 Zn 38.49 %，Cu 4.82 %），他は，単に硫化鉄鉱の鉱染および細脈にすぎない。この第3露頭を中心に探鉱をすゝめることによつて，新しい鉱脈を発見する可能性がある。

553.43+553.446(521.52) : 550.85

Miyamoto, H.

茨城県赤塚村付近砂鉄鉱床

Emi, M.

宮本弘道・江見正民

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 527, 1960

茨城県東茨城郡赤塚村付近の砂鉄層は，古期段丘堆積層中に胚胎し，おもな露頭は4カ所にあり，そのうち第3露頭が鉱況最も優勢で，平均品位 Fe 15％，TiO_2 2％と見込み，5,000 t の鉱量が予想され，その他のものは規模がきわめて小さい。本地区の砂鉄層については今後開発が進んでも著しい鉱量の増加は期待し難い。

553.311(521.21) : 550.85

Miyamoto, H.

青森県天満林砂鉄鉱床の試錐について

Ito, K.

Nakagawa, T.

宮本弘道，伊藤吉助・中川忠夫

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 527, 1960

青森県天満鉱山の主要砂鉄層に試錐を行なつたもので，その目的は既知の2つの砂鉄層の関係を知ることである。試錐の地点は周囲の地質から考慮して，2点を選定し，それぞれ地表から 59～78.5 m の間，60.5～77 m の間に厚さ 1～2.5 m の砂鉄層が確かめられた。しかし本層は一般に緩傾斜を示し，既知鉱床の急傾斜を示すものとは鉱石の品位のうえでも差異を示し，平均品位 Fe 25％，TiO_2 4％と見込んで270万 t が予想され，砂鉄層はさらに南方に延びる可能性があるから，今後この方面の探鉱に努める必要がある。

553.311(521.11) : 550.85+550.822

Maruyama, S.

青森県大畑地区砂鉄鉱床

Takahashi, H.

丸山修司・高橋兵一

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 527, 1960

青森県下北半島大畑地区に賦存する砂鉄層についてそれらの相互の堆積関係，とくに二枚橋南方台地の砂鉄層の賦存状況を知ることに重点をおいた。砂鉄層は砂岩層・燧岳前期角礫凝灰岩層および海岸段丘堆積層中に胚胎するが，そのうち海岸段丘堆積層中のものが最も規模が大きく，走向方向に約 180 m，傾斜方向に 20～30 m，厚さ 3 m 内外に及ぶ。鉱石は主として磁鉄鉱および赤鉄鉱からなり，チタン鉄鉱はきわめて少ない。

553.317(521.11) : 550.85

Yamada, M.

島根県蔵木鉱山および周辺地区地質鉱床について

山田正春

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 527, 1960

本地域には，石英斑岩と古生層との接触部付近に胚胎する接触交代鉱床と，前記岩石の割れ目を充塡する鉱脈型鉱床とがある。

鉱脈型鉱床は，高根鉱山を除けばおゝむね劣勢であり，接触交代鉱床は蔵木鉱山を除けば多くは期待できない。高根鉱山については鉱体の落しの方向の探鉱が，また蔵木鉱山については地質構造，とくに石灰岩構造に注意する必要がある。

553.661(521.82) : 550.85

Takeichi, T.

京都府河守鉱山について

武市敏雄

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 528, 1960

河守鉱山の鉱床は橄欖岩源の蛇紋岩中に生成された裂か充塡含銅磁硫鉄鉱鉱脈で複雑な網状をなす。一般に鉱脈は走向方向に 800 m, 傾斜方向にも 300 m 延長し, 鏑幅は概して小さいが銀・銅鉱として高品位を示す。鉱脈は母岩が橄欖岩である場合, 蛇紋岩である場合, さらに珪化作用の受け方の強弱によつて脈勢が異なり, このうち蛇紋岩が珪化作用をうけているときが最も著しい。鉱石は黄銅鉱・磁硫鉄鉱を主とし黄鉄鉱・鉄閃亜鉛鉱等を伴う。磁硫鉄鉱を利用しようとするためにはまず黄銅鉱その他の硫化物との分離が問題である。

553.435(521.73) : 550.85

Kamchenkov, S. M.
tr. Konishi, Z.

堆積岩中における分散元素の分布

S. M. Kamchenkov, 小西善治訳

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8, p. 529～539, 1960

1 illus., 7 tab.

堆積岩中における minor element の分布の地球化学的研究

552.5 : 550.42

Tokunaga, S.

山形県小国植物化石層についての新知見

徳永重元

地質調査所月報, Vol. 11, No. 8- p. 524, 1960

山形県西置賜郡小国町付近に産する植物化石についての研究予報。

従来知られていた小国植物化石層のほか, 広い分布を示す化石層の発見を略述。

561 : 551.782.1(521.15)

552.321.3 : 54 (522.4)

On the Petrochemistry of Shishigawa Granodiorite

by

Tamotsu Nozawa & Kiyoshi Takahashi

Abstract

The most prominent character of Shishigawa granodiorite is the high content of alkalies, especially of potash. It approaches to the Daly's average of granitic rocks in the world.

Aluminous schist xenolith with corundum and spinel is supposed to originate from muscovite schist.

Preface

To study the petrochemistry of Shishigawa granodiorite, T. Nozawa executed field surveys in 1950 and 1957. K. Takahashi carried out chemical analyses on the major and minor constituents in 1958.

The writers' acknowledgements are due to the members of Sheet-mapping and Geochemical Research Sections, Geological Survey of Japan and Dr. A. Miyashiro in Tokyo University. They are also indebted to Mr. H. Kishi who carried out the chemical analyses of uranium.

I. Scope of the study

The writers have been inclined to establish the petrochemical classification of granitic rocks in Japan.

Granitic rocks in Southwest Japan are believed to form zonal petrographic provinces. Such rocks in the provinces of the outer zone, Pacific side, were once comprehensively studied by J. Suzuki, but many of the rocks have been left to precise petrological and petrochemical studies. So, one of the scopes of this paper is to contribute to the elucidation of their general character.

Another scope lies in the explanation on the origin of aluminous metamorphic inclusions which are common in the igneous rocks of the outer zone. These inclusions are quite different from xenoliths derived directly from the country rocks. Namely, the former is schist, but the latter is hornfels.

A special attention is being paid for the behavior of minor constituents in these xenoliths and their host.

For these scopes, the writers chose Shishigawa granodiorite as a typical granitic rock of the outer zone of Southwest Japan.

II. Short description of geology and petrology of Shishigawa granodiorite

Shishigawa granodiorite occur in central Kyushu, Miyazaki prefecture. (Fig. 1a) It is limited by a rather smooth and rounded outline about 10 km in diameter. This granodiorite is intruded into the Mesozoic rocks, mainly sandy rocks. Some part of its roof remains free from eroding out. (Pl. 1)

Rocks forming this granodiorite mass are mainly leucocratic and medium to coarse-grained granodiorite and quartz diorite. Under the microscope, their essential components are biotite, potash felspar, plagioclase and quartz accompanying iron ore and apatite as accessory components. Some of them bear green hornblende accompanied with biotite. The hornblende crystal scmetimes contains diopsidic core in a replacement relation.

Aplite and pegmatite develop abundantly, especially near the contact to the wall and the roof. Tourmaline is characteristically abundant in them.

Contact effect to the Mesozoic sandstone or shale prevails quite irregularly, from one to several kilometers in width. Biotite, with or without cordierite, is the commonest metamorphic mineral in the aureole. (Pl. 2)

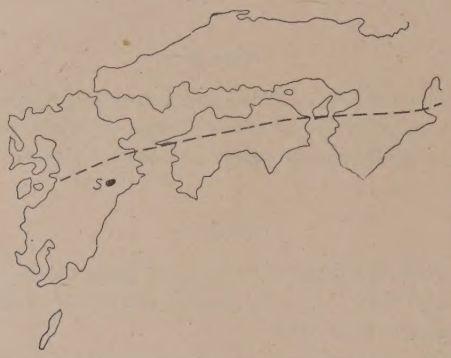


Fig. 1a Location of Shishigawa granodiorite. Broken line indicates the Median Tectonic Line.

The granodiorite intrudes the Mesozoic formation and the volcanic rocks and conglomerate probably more younger than the Mesozoic age. As to the age of intrusion, M. Saito, N. Kambe and M. Katada (1958) believe it Tertiary.

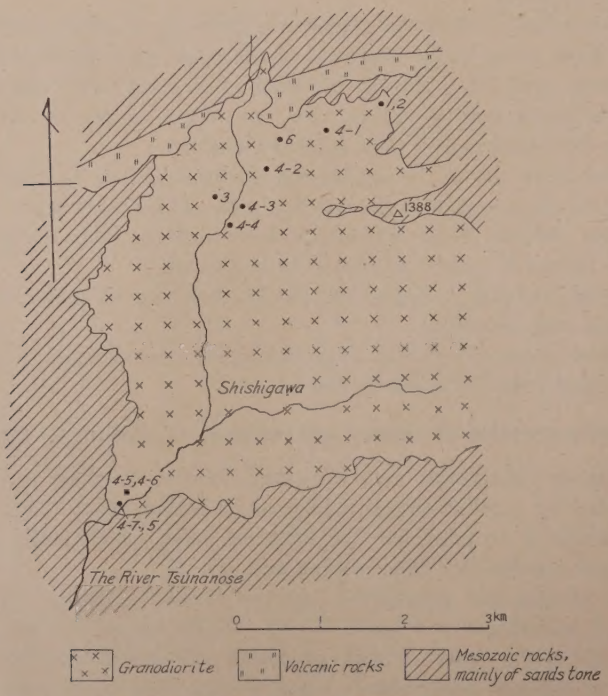


Fig. 1b Geological map of Shishigawa district
Solid circles indicate localities of analysed samples, with numbers corresponding to those of the analyses in the tables.

Table 1 Chemical Compositions of Shishigawa Granodiorite and Related Rocks

Analyst: Kiyoshi Takahashi

	(1)1609–C	(2)1609–D	(3)1801	(4–1)1611	(4–2)1612	(4–3)1803	(4–4)1804	(4–5)1806A	(4–6)1806B	(4–7)1807B	(4)Average	(5)1807A	(6)1613
SiO_2	52.37	61.89	65.24	68.71	68.14	67.34	65.85	65.40	69.51	64.68	67.09	74.46	85.18
TiO_2	0.47	0.43	0.65	0.39	0.48	0.41	0.38	0.58	0.39	0.43	0.44	0.12	0.05
Al_2O_3	18.97	16.17	15.81	14.85	15.36	15.13	16.47	16.09	15.03	16.31	15.61	14.06	9.43
Fe_2O_3	1.54	1.34	1.34	0.87	0.67	1.44	0.86	0.86	0.77	1.05	0.93	0.39	0.52
FeO	8.06	5.61	3.62	2.59	3.02	2.93	3.46	3.46	2.07	3.63	3.02	0.61	0.47
MnO	0.14	0.11	0.06	0.09	0.08	0.09	0.06	0.12	0.05	0.06	0.08	0.02	0.01
MgO	2.83	2.03	1.81	1.35	1.38	1.64	1.56	1.57	1.04	1.55	1.44	0.09	0.11
CaO	1.55	1.37	1.68	2.70	2.79	2.69	3.59	3.64	2.92	3.70	3.12	0.88	0.36
Na_2O	2.51	2.13	2.87	3.03	3.13	3.39	3.41	3.43	3.03	3.27	3.24	2.33	0.23
K_2O	8.43	6.79	4.91	3.66	3.99	4.13	3.18	3.61	3.90	3.69	3.74	5.91	1.78
P_2O_5	0.12	0.10	0.15	0.15	0.14	0.08	0.10	0.09	0.11	0.12	0.11	0.11	0.10
H_2O+	2.55	1.23	0.92	0.77	0.61	0.51	0.99	0.88	0.68	1.13	0.79	0.41	1.23
H_2O-	0.31	0.32	0.34	0.09	0.10	0.14	0.08	0.10	0.22	0.18	0.13	0.20	0.12
Total	99.85	99.52	99.40	99.25	99.89	99.92	99.99	99.83	99.72	99.80	99.74	99.59	99.59
Minor constituents expressed as parts per million													
Li	600	300	200	40	60	150	40	25	20	25	51	10	20
Rb	700	500	250	100	150	150	80	150	200	100	133	400	100
Sr	280	230	280	150	120	200	230	230	250	200	197	60	10
Ba	600	400	280	150	150	200	200	250	250	180	197	80	
Ni	40	25	15	3	3	—	3	4	2	4	2.7	—	—
Co	15	10	12	5	10	5	10	12	8	8	7.3	—	—
Cr	40	35	20	6	5	3	3	4	3	8	4.8	3	—
V	100	130	100	60	60	40	70	80	70	100	69	—	—
Sn	30	18	15	7	5	—	7	5	-	12	5	10	40
Pb	30	15	25	10	10	7	20	15	12	10	12	80	150
Ga	40	22	25	18	18	15	15	18	15	25	18	12	6
B	60	40	35	25	25	7	25	15	20	30	21	200	800
U*	1.8	1.7	1.9	1.7	2.5	1.6	1.9	1.2	1.4	2.1	1.8	2.5	5.7

(1) Spinel-corundum-biotite schist (xenolith) (2) Fine-grained biotite granodiorite (transitional zone between schist and granodiorite)
(3) Fine-grained biotite granodiorite (4-1) Porphyritic biotite granodiorite (4-2) Biotite granodiorite
(4-3) Porphyritic biotite granodiorite (4-4) Porphyritic hornblende-biotite granodiorite (4-5) Augite-bearing hornblende-biotite granodiorite
(4-6) Augite-bearing hornblende-biotite granodiorite (4-7) Biotite aplitic granodiorite (4av.) Average composition of the seven granodiorites
(5) Tourmaline aplite (6) Tourmaline pegmatite

* Analyst for uranium: Haruo Kishi

III. Chemical characters of Shishigawa granodiorite

To get petrochemical characters as a whole, samples* for chemical analysis were taken evenly at various points of various heights, from the top under the roof to the bottom of the Tsunanose river. Sampling points are plotted in Fig. 1b. The height of each locality is as follows.

1	1020 m	above the sea level
2	940 〃	〃
3	760 〃	〃
4–1	710 〃	〃
4–2	480 〃	〃
4–3	480 〃	〃
4–4	410 〃	〃
5	1100 〃	〃
6	410 〃	〃

Samples numbered 1～3 are schist-xenolith and its related facies, and those belonging to No. 4 are ordinary facies of the granodiorite, and those numbered 5～6 are aplitic and pegmatitic facies.

Main constituents (Table 1 and Figs. 2～4)

One remarkable feature of Shishigawa granodiorite is homogeneity and regularity of variation of many constituents and their relations. For instance, MgO is nearly constant, about 1.49% regardless to the kind of mafic mineral of analysed samples, and bears nearly constant ratio, about 12 per cent in the diagram MgO : FeO : Na_2O+K_2O.

Points representing each analysis tend to crowd to one narrow field in some diagrams as follows.

MgO	12	Q	24	Or	36	Q	27
FeO	32	M	11	Ab	42	Or	26
Na_2O+K_2O	56	F	65	An	22	P	47

Linear relations are found between $Na_2O : K_2O$, CaO : Na_2O+K_2O and MgO : FeO.

Characteristic features of some prominent constituents are as follows. Al_2O_3 is higher than Japanese average* and the southern Kyushu's**. FeO is higher than Japanese and the southern Kyushu's. MgO is nearly the same or slightly higher than Japanese and the southern Kyushu's. CaO is lower than Japanese and slightly higher than the southern Kyushu's. It is one of the prominent features that K_2O is higher than Na_2O. Na_2O is slightly lower than Japanese and the southern Kyushu's. K_2O is higher than Japanese and the southern Kyushu's.

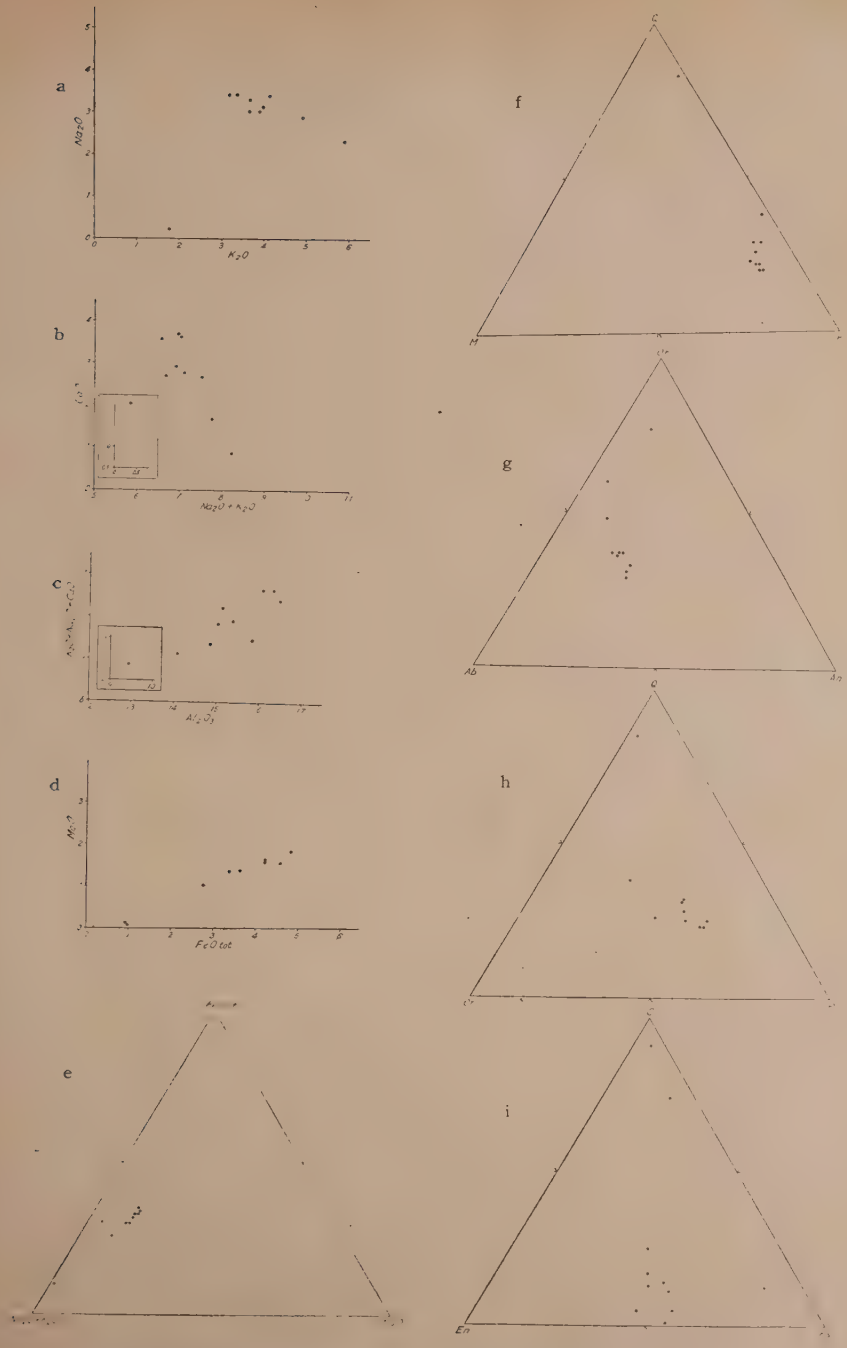
Alkali in total is higher than Japanese average and nearly the same as the southern Kyushu's. The ratio MgO : FeO is slightly greater than Japanese and the southern Kyushu's.

Mafic ratio in the diagram of F : Q : M (F = total normative felspar, M = total normative mafic minerals) is slightly greater than Japanese average and the southern Kyushu's. And Q ratio in the diagram Q : Or : P is smaller than Japanese and the southern Kyushu's and nearly the same as Daly's average.

In the diagram of C : En : Fs : W, C ratio is slightly greater than Japanese average and smaller than the southern Kyushu's. Shishigawa granodiorite, as well

* About these averages, see the explanation of Fig. 3.

** cf. Table 3.



a—$Na_2O : K_2O$
b—$CaO : Na_2O+K_2O$
c—$CaO+Na_2O+K_2O : Al_2O_3$
d—$MgO : FeO$ (tot.)
e—$MgO : FeO$ (tot.) : Na_2O+K_2O
f—Q : M : F M=mafic total, F=Or+Ab+An
g—Or : Ab : An
h—Q : Or : P P=Ab+An
i—C : En : Fs

Fig. 2 Relations among the major constituents and the normative mineral components of Shishigawa granodiorite.

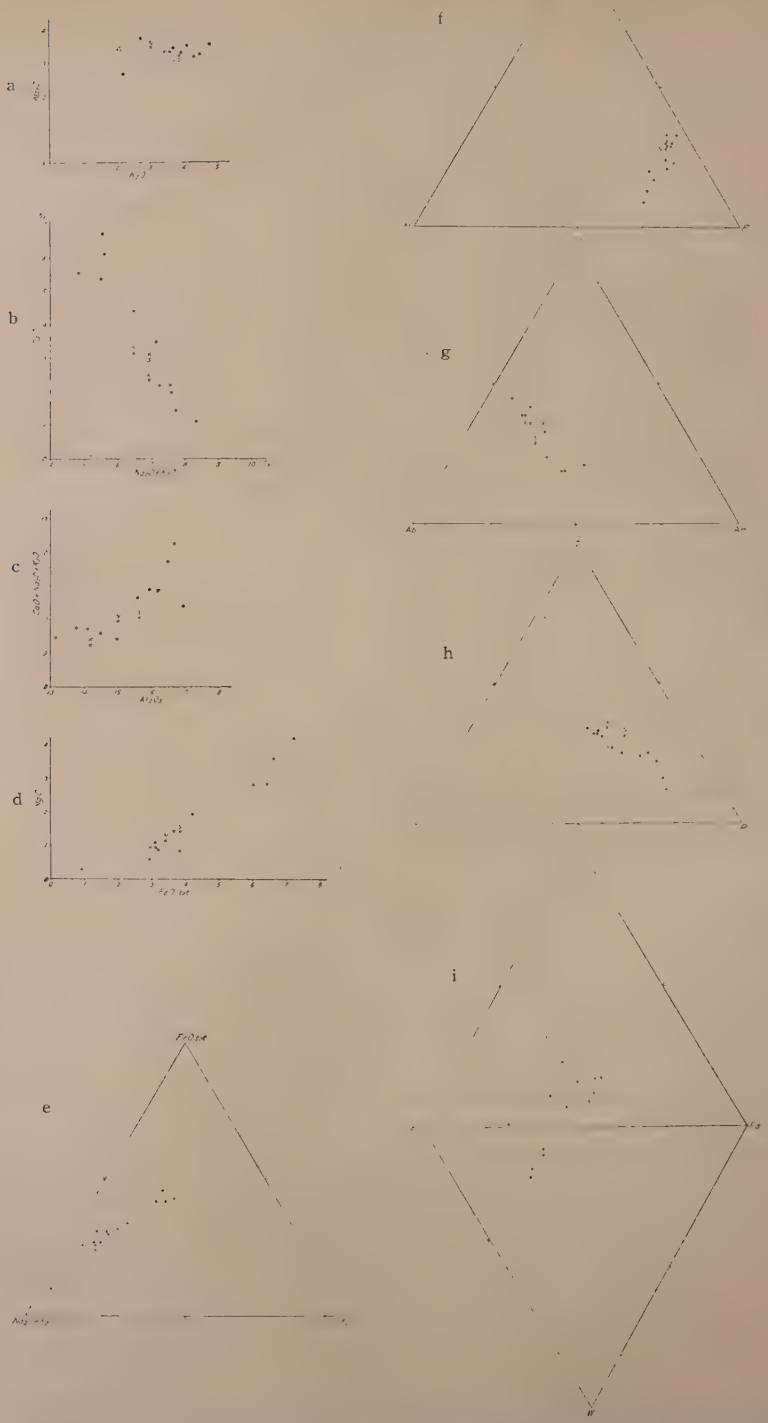
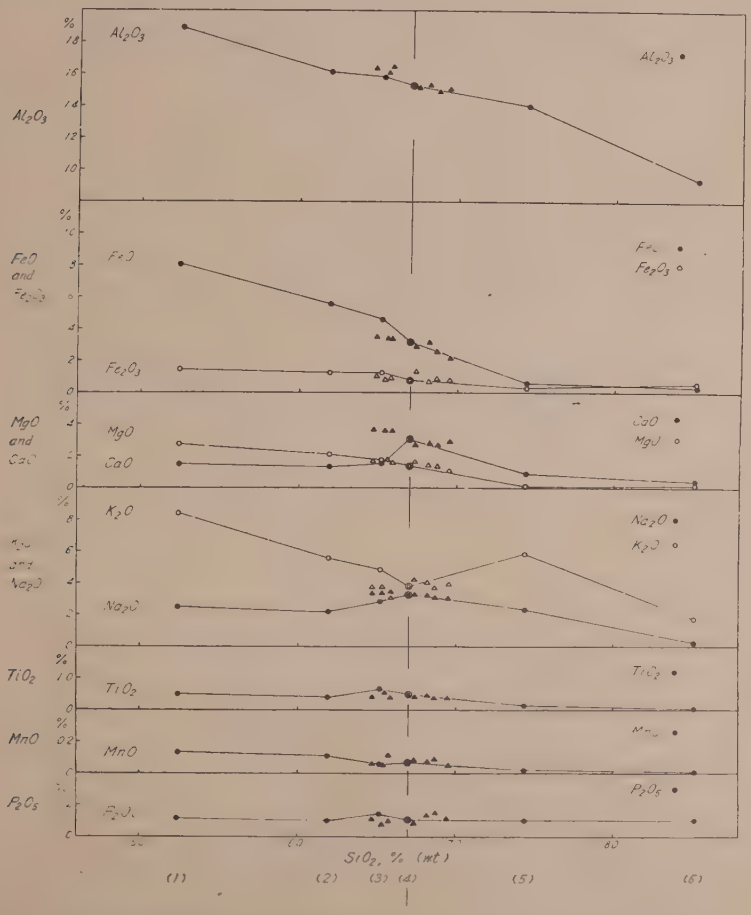


Fig. 3 Relation among the major chemical constituents and the normative mineral components of the average of granitic rocks in the world, Japan, outer zone of Southwest Japan and Shishigawa. a~i: the same as Fig. 2

1) Solid circle—averages of the world after R. A. Daly (Igneous Rocks and the Depth of the Earth, New York, 1933); diorite excluding quartz diorite, diorite including quartz diorite, tonalite, quartz diorite, granodiorite, quartz monzonite, Precambrian granite, Postcambrian granite, granite of Sweden, granite of all period.
2) Symbol N—average of Japanese granitic rocks, calculated from 440 analyses, by H. Hattori and T. Nozawa (It will be published soon in another paper.)
3) Symbol K—average of granitic rocks of southern Kyushu calculated from 6 analyses, by T. Nozawa.
4) Symbol S—average of granodiorites in Shishigawa.

as Japanese and the southern Kyushu's is characterized by the smallness of En ratio than Daly's.

In short, if compared to Japanese and southern Kyushu's, alkalies, especially K_2O, is quite higher than Japanese and similar to southern Kyushu's. But Shishigawa



● (1) Spinel-corundum-biotite schist (xenolith)
● (2) Fine-grained biotite granodiorite (transitional zone between schist and granodiorite)
● (3) Fine-grained biotite granodiorite
(4-1) Porphyritic biotite granodiorite
(4-2) Biotite granodiorite
(4-3) Porphyritic biotite granodiorite
▲ (4-4) Porphyritic hornblende biotite granodiorite
(4-5) Augite-bearing hornblende biotite granodiorite
(4-6) Augite-bearing hornblende biotite granodiorite
(4-7) Biotite aplitic granodiorite
⊙ (4av.) Average composition of the seven granodiorites
● (5) Tourmaline aplite
● (6) Tourmaline pegmatite

Fig. 4 Variation diagram for major constituents

granodiorite is more basic than the southern Kyushu's. Namely, SiO_2 is lower, and FeO, MgO and CaO are higher.

After all, Shishigawa granodiorite is akin to southern Kyushu's. In fact, one of the granodiorite in southern Kyushu is quite similar to Shishigawa granodiorite. (Table 3)

Minor constituents

Minor constituents are analysed spectrochemically by DC arc method using the JACO 3.4 m stigmatic grating spectrograph.

It is significant that in two series to which the writers paid a special attention—xenolith of schist to granodiorite, and granodiorite to aplite and pegmatite—each minor constituent follows closely major constituent with which the minor constituent can form a replaceable relation respectively.

Li, Ni, Co and Cr follow Mg and Mg+Fe; Rb, Ba and Pb follow K; Sr follows K and Ca; and Ga follows Al.

Table 2 gives ratios of each of the minor constituent to its replaceable major constituent.

(Li)

Li is camouflaged in minerals containing great quantity of similar elements such as Mg and Fe (probably in biotite).

As seen in Fig. 5, the Li contents of the xenolith (1), 600 ppm, is much more than that of the granodiorite (4), about 50 ppm. It corresponds to the fact that in (1)~(4) series, biotite and muscovite tend to decrease gradually. According to

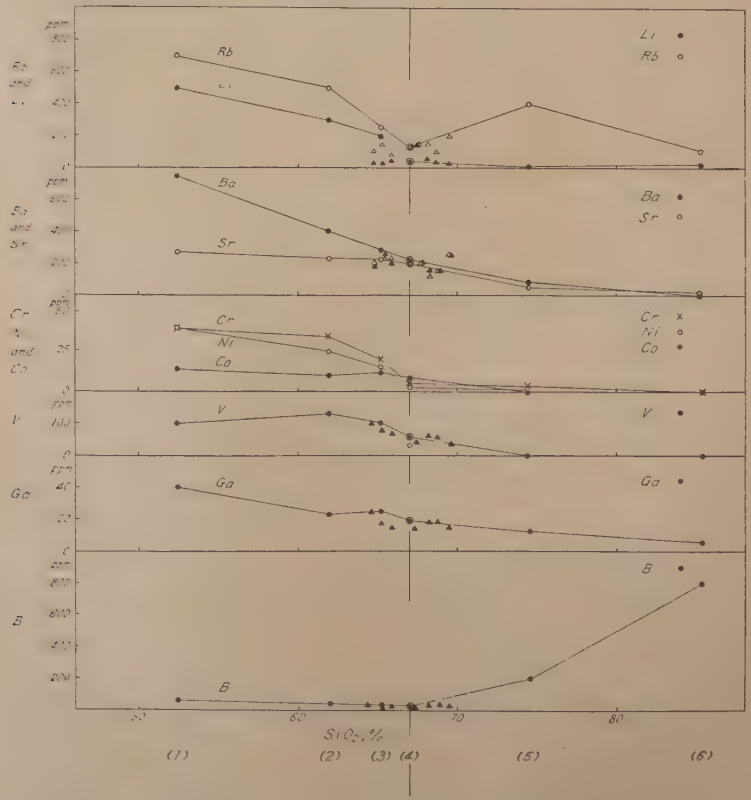


Fig. 5 Variation diagram for minor constituents
(see symbols of Fig. 4)

Heier and Taylor (1959), potash-felspar is quite low in Li, averaging 1 ppm in Norwegian alkali-felspar.

Mafic mineral, such as biotite, decreases towards aplitic and pegmatitic rocks and Li shows also the same tendency in the (4)~(6) series. Li/Mg and Li/Mg+Fe ratios for the (1)~(4) series, decrease towards the granodiorite. (Table 2)

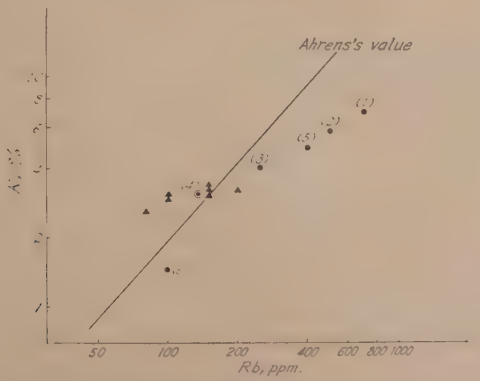
Table 2 Ratios of minor to major constituents in the analysed rocks

Ratio	1	2	3	4-1	4-2	4-3	4-4	4-5	4-6	4-7	4 (average)	5	6
Li/Mg	35.1	24.4	18.3	4.9	7.2	15.2	4.3	2.7	3.2	2.7	5.7	1.9	3.0
Li/Mg+Fe	6.6	4.0	4.1	1.2	1.6	3.5	1.0	0.6	0.7	0.6	1.3	1.2	2.5
Rb/K	10.0	8.7	6.1	3.3	4.5	4.3	3.1	5.0	6.2	3.3	4.2	8.2	6.8
Sr/Ca	25.2	23.4	20.8	7.8	6.1	10.4	9.0	8.9	12.0	7.6	8.8	12.7	3.9
Ni/Mg	2.34	2.04	1.37	0.37	0.37	—	0.32	0.42	0.32	0.43	0.32	—	—
Ni/Mg+Fe	0.44	0.38	0.31	0.09	0.08	—	0.07	0.09	0.07	0.09	0.07	—	—
Co/Mg+Fe	0.17	0.15	0.25	0.15	0.27	0.12	0.24	0.28	0.29	0.18	0.22	—	—
Cr/Mg+Fe	0.44	0.54	0.41	0.19	0.14	0.07	0.07	0.09	0.11	0.18	0.12	0.31	—
Ga/Al	0.25	0.26	0.30	0.23	0.22	0.19	0.17	0.21	0.19	0.29	0.23	0.16	0.12
Pb/K	0.43	0.26	0.61	0.33	0.30	0.20	0.76	0.50	0.37	0.32	0.39	1.63	84.5

Ratios are expressed as numbers multiplied by 1000.

(Rb)

Rb and K have similar geochemical properties and closely similar ionic radii (Rb : 1.47A ; K : 1.33A). Rb, therefore, is markedly enriched in potassium minerals, such as alkali felspars and micas. As seen in the variation diagrams for minor constituents (Fig. 5), Rb is concentrated in xenolith of schist and aplite, and shows decrease in the (1)~(4) series, but increase in the (4)~(6) series.



● (1) Spinel-corundum-biotite schist (xenolith)
● (2) Fine-grained biotite granodiorite (transitional zone between schist and granodiorite)
● (3) Fine-grained biotite granodiorite
(4-1) Porphyritic biotite granodiorite
(4-2) Biotite granodiorite
(4-3) Porphyritic biotite granodiorite
▲ (4-4) Porphyritic hornblende biotite granodiorite
(4-5) Augite-bearing hornblende biotite granodiorite
(4-6) Augite-bearing hornblende biotite granodiorite
(4-7) Biotite aplitic granodiorite
⊙ (4av.) Average composition of the seven granodiorites
● (5) Tourmaline aplite
● (6) Tourmaline pegmatite

Fig. 6 Relation between K and Rb in Shishigawa granodiorite and related rocks

Ahrens et al. (1952) calculated the ratio Rb/K in common igneous rocks. Their result shows constancy of the ratio in various rocks. (Fig. 6)

As to the ratio Rb/K (Table 2), xenolith of schist and the aplitic and pegmatitic rocks show higher value than the ordinary granodiorite, because of the higher contents of biotite and potash-felspars in them. The association of Rb and K in these rocks is seen in Fig. 6.

(Sr and Ba)

Sr follows Ca constantly in minerals and rocks. Ba does not generally replace Ca, but extensively follows for K, because the size of ionic radii are closely similar.

As seen in the variation diagrams, in the (1)～(4) series, Sr does not show any remarkable tendency, as well as Ca. On the contrary, Ba tends to decrease towards the granodiorite as K does.

The Sr/Ca ratio shows a slight Sr-enrichment in xenolith of schist, and the Ba/K ratio, too. (Fig. 7)

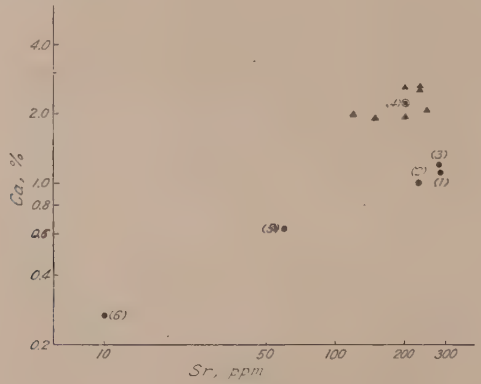


Fig. 7 Relation between Ca and Sr in Shishigawa granodiorite and related rocks
(See symbols of Fig. 6)

Turekian and Kulp (1956) have reported that Sr follows Ca in both Ca-poor (0.1～1%) and Ca-rich (above 1%) granitic rocks. The Sr/Ca ratio of Shishigawa granodiorite is slightly lower than the Turekian's value.

Rock	Average (%) Ca	Average (ppm) Sr	Sr/Ca×1000
Granitic rocks (175)	Turekian and Kulp (1956)		
0.1～1.0% Ca	0.6	100	16.7
1.0～5.0% Ca	1.9	440	23.0
Schist	3.1	242	7.9
Shishigawa granodiorite (7)	2.25	200	8.8
xenolith of schist	1.15	280	25.2

(Ni, Co and Cr)

Ni, Co and Cr follow Mg, Fe and Mn. The ionic radii of Ni, 0.78 A ; Co, 0.82 A and Cr, 0.64 A are close to those of Fe, 0.83 A ; Mg, 0.78 A and Mn, 0.91 A.

Ni, Co and Cr have a tendency to become enriched in magnesian and ferromagnesian minerals. Vogt (1923) found that Ni, Co and Cr in granitic rocks are mostly contained in biotite, and felspars are devoid of these elements.

De Vore (1955) reported analytical data of major and minor elements for biotites, hornblendes and garnets in various metamorphic facies. The analytical

data for biotites indicate that average contents of Ni, Co and Cr are 174 ppm Ni; 70 ppm Co; 300 ppm Cr for 6 specimens in epidote-amphibolite facies; 380 ppm Ni; 75 ppm Co; 290 ppm Cr for 4 specimens in amphibolite facies and 49 ppm Ni; 47 ppm Co; 62 ppm Cr for 12 specimens in granulite facies, respectively.

Ogura (1959) also reported that during the granitization process of basic rocks in Abukuma area, biotite in the metamorphic and granitic rocks concentrated Ni, Co and Cr.

In Shishigawa granodiorite, contents of Ni, Co and Cr in the (1)~(4) series

Table 3 Chemical composition of granitic rocks in southern Kyushu

	1	2	3	4	5	6	Average
SiO_2	75.24	72.19	71.80	67.20	71.88	66.74	70.84
TiO_2	0.36	0.28	0.22	0.25	0.61	0.38	0.35
Al_2O_3	12.71	13.43	13.68	15.52	13.89	15.87	14.18
Fe_2O_3	0.70	0.52	0.45	0.48	0.65	1.83	0.77
FeO	1.19	2.23	2.30	4.32	2.04	2.50	2.43
MnO	0.03	0.08	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06
MgO	0.40	0.62	0.64	1.70	0.69	1.53	0.93
CaO	1.33	2.05	2.13	2.80	2.17	3.43	2.32
Na_2O	2.19	3.58	3.74	3.79	3.67	2.83	3.30
K_2O	4.63	3.06	3.06	3.44	3.44	4.07	3.62
P_2O_5	0.07	0.24	0.18		0.37	0.13	0.20
H_2O+	0.51	0.52	0.53	Ig. loss	0.52	0.51	0.52
H_2O-	0.20	0.22	0.20	=0.81	0.20	0.17	0.20
LiO_2		tr.	tr.				
B_2O_3		0.04	0.02				
Total	99.56	99.06	99.01	100.38	100.19	100.06	99.72
(Norm)							
Q	41.34	33.36	31.50	20.04	31.74	24.25	30.54
C	2.04	1.12	0.61	0.41	1.12	0.88	1.02
Or	27.27	18.37	18.37	20.59	20.59	24.04	21.15
Ab	18.35	30.41	31.46	31.98	30.93	23.96	27.79
An	5.84	8.34	9.74	13.91	8.07	16.19	10.57
Sal. tot.	94.84	91.60	91.68	86.93	92.45	89.32	91.07
En	1.00	1.51	2.71	4.22	1.71	3.81	2.31
Fs	1.06	3.30	3.56	7.26	2.24	2.57	3.43
Mt	0.93	0.70	0.70	0.70	0.93	2.66	1.16
Il	0.76	0.61	0.46	0.46	1.21	0.73	0.61
Ap	0.34	0.67	0.34		1.01	0.30	0.34
Fem. tot.	4.09	6.79	7.77	12.64	7.10	10.07	7.85
Total	98.93	98.39	99.45	99.57	99.55	99.39	98.92

(1) Two mica granite, at Tarumi, K. Yamaguchi, Jour. Geol. Soc. Jap., Vol. 36, No. 426, p. 109, 1929
(2) Granite, at Tarumi, K. Takimoto, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 19, Nos. 1~4, p. 205, 1944
(3) Granite, at Tarumi, ibid.
(4) Two mica granite, at Neshime, J. Suzuki, Jour. Geol. Soc. Jap., Vol. 44, No. 526, p. 645
(5) Granite, at Sata, K. Takimoto, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 19, Nos. 1~4, p. 205
(6) Biotite granodiorite, at Sata, newly analysed by K. Takahashi

and (4)～(6) series, tend to decrease from xenolith of schist to granodiorite, and also decrease towards aplitic and pegmatitic rocks, as seen in the variation diagrams.

Such a behaviour corresponds remarkably to the quantities of mafic minerals, especially on the quantity of biotite in these rocks.

(Ga)

Ga sensibly follows aluminium.

It is controlled principally by diadochy between ions of Ga and Al. The Ga/Al ratio shows a slight decrease towards aplitic and pegmatitic rocks, but any remarkable tendency of the ratio Ga/Al is not observed in both the (1)～(4) and (4)～(6) series. (Table 2)

(B)

Shishigawa granodiorite bears characteristically tourmaline. Therefore, the average content of B, 21 ppm, is higher than that of common granitic rocks. The tourmaline aplite and pegmatite have, of course, remarkably higher content of B than ordinary granodiorite.

B in xenolith of schist, 60 ppm, is probably derived from biotite.

(Sn and Pb)

Sn and Pb are generally enriched in the latest products of magmatic differentiation. And Pb follows K.

The variation diagrams for Sn and Pb in Shishigawa granodiorite coincide to the general rule as mentioned above.

IV. Schist xenolith with high content of potash

It has been noticed that in many of igneous rocks in the outer zone of Southwest Japan, there were found abundant xenoliths of aluminous schist or aluminous metamorphic minerals. In Shishigawa granodiorite, too, many schistose xenoliths are widely dispersed. Schist-xenolith is, generally speaking, 5～20 cm in diameter and angular in shape. It graduates into granodiorite passing through the transitional zone, 5～15 cm in width.

Analysed sample (Pls. 3, 4), taken from the northern part of the granodiorite mass, is composed of rather irregular alternation of leucocratic and melanocratic bands, 1～3 mm in width respectively. Under the microscope, the melanocratic bands comprise mainly biotite and a little smaller quantity of potash felspar and plagioclase. Beside them, corundum and spinel occur as fine grains crowded in pool or in chain, or rather larger rounded grains. Rarely sillimanite occurs in association with spinel and corundum. Secondary muscovite is often accompanied by these corundum and spinel. Leucocratic bands comprise potash felspar and a little smaller quantity of plagioclase and quartz. Where quartz increases, spinel or corundum disappear entirely. Quartz occurs never in direct contact to spinel or corundum, though it occurs so closely as 1 mm from spinel or corundum.

The transitional zone, fine-grained and rather melanocratic, comprises mainly biotite, potash felspar, quartz and plagioclase which is always replaced by potash felspar to some extent from the peripheral portion.

Potash content of this schist-xenolith is remarkably high up to 8.43 per cent. It decreases in the transitional zone to 6.79 per cent which is nevertheless higher than that of the granodiorite, 3.88 per cent in average.

Inspecting the melanocratic band, the writers found a slender streak composed of muscovite flakes. These flakes of muscovite are thought to be primary, different from secondary ones which are accompanied by spinel or corundum. For, they are larger in size, and form a distinct band of themselves and they change into biotite,

even in a single crystal, at the peripheral portion of the band.

Now the writers take these muscovite into consideration to explain the high content of potash of schist-xenoliths and the origin of spinel and corundum. If they assume that the schist-xenoliths were originally muscovite schist, it is easy to infer the high content of potash and an extreme deficiency of silica and excess of alumina. For the sake of convenience, the writers assign the formulae of the main component minerals as follows:

muscovite	$H_2KAl_3Si_3O_{12}$
biotite	$H_2KFe_3AlSi_3O_{12}$
potash felspar	$KAlSi_3O_8$

Their constituents in weight percentage are as follows:

	muscovite	biotite	potash felspar
SiO_2	45	35	65
Al_2O_3	38	10	18
FeO	0	41	0
K_2O	12	9	17
H_2O	5	5	0

As seen in the table above, the more the decomposition of muscovite into biotite and potash felspar proceeds under the interaction of granitic magma, the more deficient is SiO_2 and the more excess is Al_2O_3. There are formed corundum or spinel.

The writers do not think that the cause of high concentration of alumina and potash can be attributed only to muscovite in original xenolith. Perhaps some clay minerals may be allotted some part of the content of these elements in original xenolith.

V. Discussion

1) One of the most prominent features of the granitic rocks in the outer zone of Southwest Japan is high content of K_2O. Another feature is abundance of aluminous xenoliths and aluminous metamorphic minerals such as corundum, spinel, sillimanite, cordierite and garnet. The writers suppose these two features may have a genetical relation.

2) Some problems remain on the origin of muscovite schist which has given rise to spinel corundum biotite schist with high content of potash in Shishigawa granodiorite. Concerning the real content of potash in sericite or muscovite and sericite schist, there are not many instances which have so high content as schist-xenolith now in problem.

Some instances taken from Hitachi mine are as follows (Seto, K., Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., Vol. 1, No. 3, p. 124, 1929). K_2O content in sericite is 9.98 per cent and in sericite schist, 4.56 per cent. There are also reported muscovites with more content of K_2O, for example, up to 11.67 per cent (J. D. Dana, The System of Mineralogy, 1915). But the value of Hitachi is thought to be the commonest one.

Also the content of FeO in the schist-xenolith is extremely high. The high content of these elements will be better explained by the aid of concentration through metamorphic differentiation having taken place in the original schist which is, of course, rich in these elements originally.

3) About the origin of spinel in granitic rocks of the outer zone of Southwest Japan, three ways of explanation are to be taken into consideration. The first is an original existence of spinel in schist, for instance, a schist found by H. Yamamoto

(1958) in Higo gneiss in central Kyushu. The second is a product of metamorphic differentiation in the xenolith included in granite magma. The third is a product of interaction between xenolith and granitic magma. Formerly Nozawa put stress on the second cause in the case of the Osuzu acidic rock. Now he has to modify his former idea in the case of Shishigawa granodiorite. It is most probable to consider the interaction between xenolith and granitic magma as well as the metamorphic differentiation.

References

1) Ahrens, L. H., Pinson, W. H. & Kearns, M. M.: Association of Rubidium and Potassium and their Abundance in Common Igneous Rocks and Meteorites, Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 2, p. 229～242, 1952
2) De Vore, G. W.: The Role of Adsorption in the Fractionation and Distribution of Elements, Jour. Geol., Vol. 63, p. 159～190, 1955
3) Goldschmidt, V. M.: Geochemistry, Oxford, 1954
4) Heier, K. S. & Taylor, S. R.: Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in Southern Norwegian Precambrian Alkali Feldspars, Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 15, p. 284～304, 1959
5) Nozawa, T.: Some Considerations on the Spinel-bearing Inclusions in Osuzu Acid Rocks, Kyushu, Japan, Jour. Jap. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol., Vol. 40, No. 1, p. 33～38, 1956
6) Ogura, Y.: On the Granitization of Some Basic Rocks of the Gosaisho-takanuki District, Southern Abukuma Plateau, Japan, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 29, p. 191～198, 1958
7) Saito, M., Kambe, N. & Katada, M.: 1 : 50,000 Mitai Sheet Map and its Text, Geol. Surv. Japan, 1958
8) Suzuki, J.: On Granitic Rocks of the Outer Zone of Southwest Japan and Ryukyu Islands, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 44, No. 526, p. 625～660, 1937
9) Turekian, K. K. & Kulp, J. L.: The Geochemistry of Strontium, Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 10, p. 245～296, 1956
10) Vogt, J. H. L.: Nickel in Igneous Rocks, Econ. Geol., Vol. 18, p. 307, 1923
11) Yamamoto, H.: Hercynite in (Cordierite)—Corundum-spinel-phlogopite-plagioclase Rock from Higo Gneiss, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 64, No. 752, p. 64～65, 1958

鹿川花崗閃緑岩の岩石化学的性質について

野 沢 保　　高 橋 清

要 旨

鹿川花崗閃緑岩は、西南日本外帯に分布する花崗岩質岩石の代表的な1つなので，主成分および微量成分からみた特徴を明らかにした。

また西南日本外帯の火成岩類に特徴的な礬土質変成岩捕獲岩片の成因について考察を加えた。

Plate 1 Table-land, 1388 m high, in the midst of Shishigawa granodiorite mass, with the roof pendant of the Mesozoic sandstone

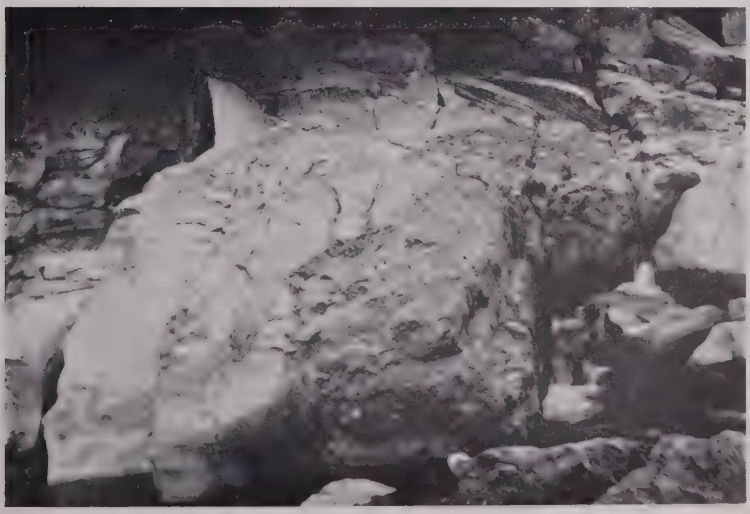


Plate 2 Contact of the granodiorite to the Mesozoic sandstone, Shimoshishigawa

0 1 2 3 4 5mm

Plate 7 Porphyritic biotite granodiorite
crossed nicols Chem. anal. (4)

0 1 2 3 4 5mm

Plate 8 Porphyritic hornblende-biotite granodiorite
crossed nicols Chem. anal. (4-4)

Plate 9 Augite-bearing hornblende-biotite-quartz diorite
crossed nicols Chem. anal. (4-5)

Plate 10 Tourmaline aplite
crossed nicols Chem. anal. (5)

551.763+551.781 : 553.94(524) : 550.831+550.83

北海道釧路市周辺地域物理探査

田中章介* 蜷川親治*

Geophysical Prospecting in the Eastern Part of Kushiro City, Hokkaidō

by

Akiyoshi Tanaka & Shinji Ninagawa

Abstract

Geophysical prospecting, seismic refraction and gravity method were performed in the eastern part of Kushiro city, Hokkaidō in 1957 and 1959.

The purpose of seismic survey is to find up the geological structures in this area. The seismic prospecting in this area was carried out already by some other seismic crews from 1939 to 1959.

As results of this survey, five seismic velocity layers were found. These velocity layers are tentatively correlated to the geological formations as shown in Table 1.

Layers on seismic wave velocity	Seismic wave velocity (m/sec)	Depth (m)	Geology
1st layer	400～ 810	0～25	Quaternary
2nd layer	1,550～1,630	25～250	〃
3rd layer	2,610	250～450	Tertiary
4th layer	2,940～3,230	450～860	
5th layer	3,910～4,400	860	Cretaceous

The inclination of upper boundary of the 2nd layer seems to be flat. The thicknesses of the 2nd layer and 3rd layer both increase northwards, but the 4th layer increases southwards. The upper limit of the 5th layer basement rises gradually towards the south and north direction in each side of the receiving point No. 36 with angle of about 5～6°. (Fig. 3)

And the existence of a fault structure in the vicinity of receiving point No. 22 can be presumed.

Gravity survey was performed by using a North American Gravimeter, AGI-108 in 1959.

The isogal map obtained is shown in Fig. 2. Judging from this isogal map, it is supposed that the depth of the basement increases from the Harutori district to N-W direction.

Residual gravity anomalies were calculated by use of "Seya's method"**. This residual anomalies seem to suggest the existence of minor subsurface structures. Figs. 1, 4 and 5 respectively demonstrate the distribution of gravity anomalies by use of above noted Seya's method. And Figs. 6～8 also show respectively the anomalies on the lines A-A′, B-B′ and C-C′ on which measurement points are distributed as shown in Fig. 2.

These geophysical informations would appear to be useful for the exploitation of the coal field in this area.

** Seya, K. : A New Method of Analysis in Gravity Prospecting-Running Average Method, 1st Report, Butsuri-Tankō, Vol. 12, No. 2, 1959, (in Japanese); 2nd Report, Butsuri-Tankō, Vol. 12, No. 4, 1959, (in Japanese)

* 物理探査部

要 旨

北海道釧路市周辺地域において，地震および重力探査を実施した。

本調査は原野下の基盤層である白堊系および，古第三系の分布状態を明らかにし，地下構造を究明することにより，原野下の炭田開発に寄与する目的で，実施されたものである。

地震探査

本地域では次の5つの速度層を求めることができた。これらは一応第1表に示すような地質層序と対比することができると思われる。

第 1 表

	速度層群 (m/sec)	対 比
第1層	400～ 810	第四系沖積層あるいは洪積層
第2層	1,550～1,630	第四系洪積層釧路層群
第3層	2,610	古第三系
第4層	2,940～3,230	古第三系浦幌層群
第5層	3,910～4,400	白堊系根室層群

第3図に示すとおり本測線下の地下構造は，第四系および古第三系とも南から北に向かつて深度を増し，2～5°の緩傾斜をもつて下降している。基盤層の白堊系は測線中央部付近を中心とする向斜構造をなし，その両翼は南北に5～6° の緩傾斜をもつて上昇している。なお No. 22 付近で南落ちの落差 100 m 程度の断層が推定された。

釧路原野は新釧路川によつて，東西に分かれている。東部地域の基盤は西部地域より浅くなつていることが本調査結果および過去に実施された地震探査の資料から判明した。原野下の地下構造は全体的には，北北西に傾斜しているように考えられる。

重力探査

重力探査を実施することにより，本地域の重力分布が明らかとなり，地下構造の大要を知るための資料が得られた。その結果，第2図に示すとおり重力値は東部春採地区より北西に，漸次値を減少し阿寒町下舌辛付近に局部的な高重力域および低重力域が認められ，庶路町以西ではふたゝび重力値の増加が認められた。釧路市北部原野を含む調査地域東部および A—A′, B—B′, C—C′ の3測線については，得られた等重力線図を基として，移動平均法による余剰重力を求め，正負の顕著な異常を検出することができた。

本物理探査結果は，既往の調査および今後この付近で行なわれる諸調査の結果と相まつて，本地域の地下構造を明らかにし，将来炭田開発にさいし有益な資料になると考えられる。

1. 緒 言

昭和32年度および33年度の2回にわたり，北海道釧路市周辺地域において，石炭を対称とした物理探査を実施した。

昭和32年8月中旬から約20日間は地震探査を，また昭和34年1月中旬から約1カ月間は重力探査をそれぞれ実施した。調査には筆者らのほかに地震探査については，田村芳雄が，重力探査については，須田芳朗が担当した。

調査実施にさいし多くの便宜を与えられた釧路支庁・釧路市役所・釧路土木現業所，および宇部興産株式会社等の関係各位に対して，こゝに深く感謝の意を表する次第である。

2. 位置および交通

調査地域は北海道東部の釧路炭田に属し，白糠地区・春採地区およびこれに挟まれた沖積平野で南は太平洋に接している（地理調査所発行5万分の1地形図 釧路・大楽毛・白糠・阿寒）。第1，2図に示すとおり調査地域は釧路市北部原野をほゞ中心として，東は釧路段丘の一部を含み，西は庶路川を境とし，南は太平洋に臨み，北は阿寒村中阿寒から鶴居村下幌呂第二を結ぶ面積約 380 km² の地域である。地震探査の測線は釧路市北部の湿地原野内に設けた。本測線を中部第1測線と命名する（第1図参照記号 U）。

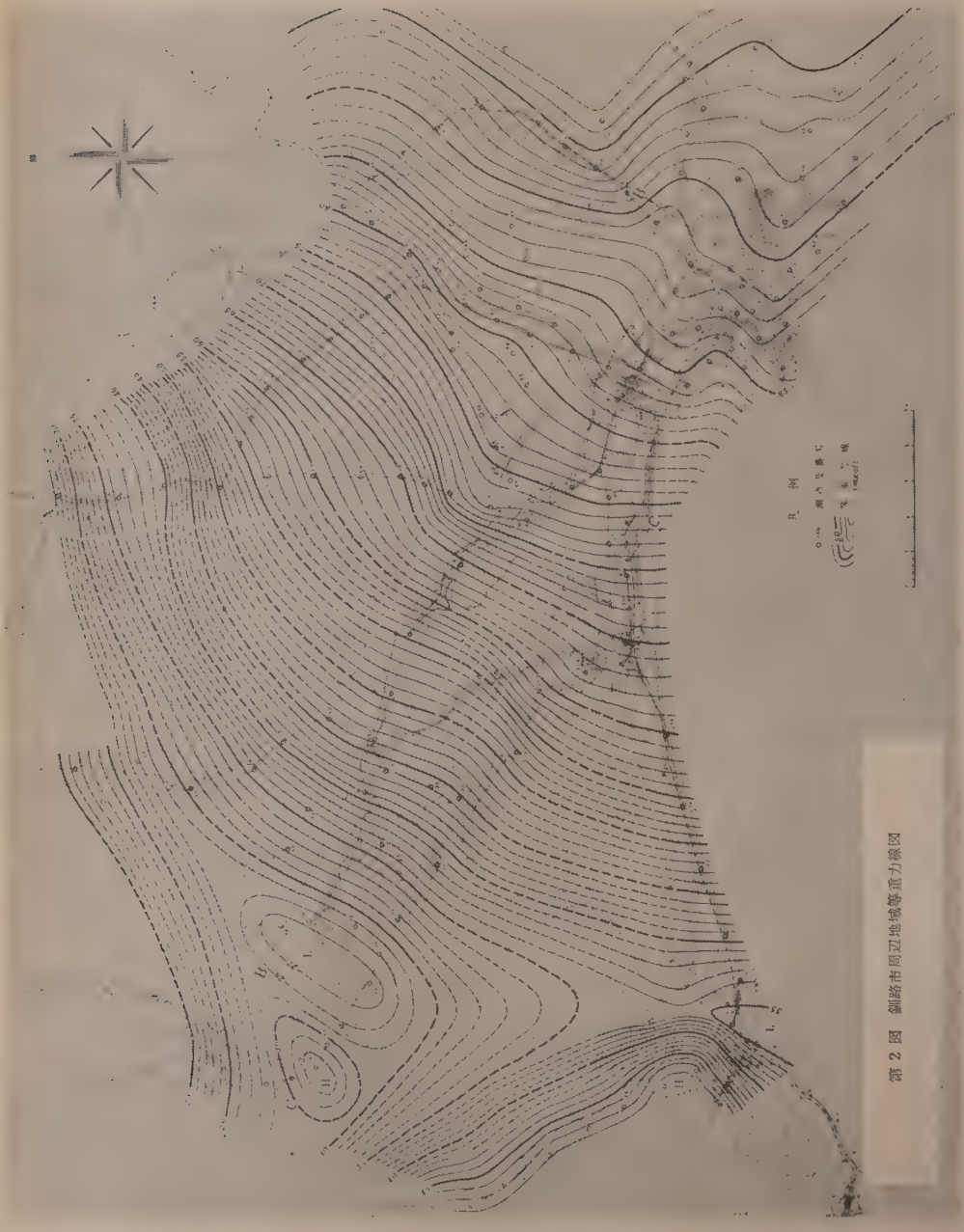
交通は本調査地域の南端を根室本線（滝川—根室）が東西に走り，また釧路駅を起点として釧網線（釧路—網走）が北上している。また地域中央付近には雄別炭砿鉄道が雄別炭山まで通じている。調査地に至るには釧路駅または新富士駅を最寄駅としている。

3. 地形および地質

地域内の地形は第1，2図にみられるように，海抜100 m 内外の丘陵地と低平な湿地原野で，原野のなかを阿寒川・雪裡川・釧路川がゆるく南流し，それぞれ太平洋に注いでいる。広漠としたこの原野は不毛の湿地帯で夏季は葦が一面に茂り，所によつては膝を没するほどの水をたゝえている。また冬季は12月初旬から氷結するが雪積量は比較的少ない。この原野内の歩行は夏冬ともに難渋したが，器材の運搬にはとくに頭を痛め多くの労働力を要した。

本炭田の地質については多くの文献[1)-5)]があるのでここでは簡単に述べる。すなわち本地方では上部白堊系の

第1図　地震探査測線関係位置図
釧路市重力異常図
釧路市重力測線位置図
（19頁の表参照）



第 2 図　釧路市周辺地域等重力線図

記号	調査地	測線名	調査方法	調査年
A	遠矢地区	第1測線	屈折法	1939
B	〃	2 〃	〃	〃
C	鳥取地区	1 〃	〃	〃
D	〃	2 〃	〃	〃
E	〃	3 〃	〃	〃
F	白糠地区	1 〃	屈折反射法	〃
G	〃	2 〃	〃	〃
H	〃	3 〃	〃	〃
I	〃	4 〃	〃	〃
J	〃	5 〃	〃	〃
K	舌辛地区	1 〃	〃	1940
L	〃	2 〃	〃	〃
M	釧路市周辺地区	A-A′〃 共栄	屈折法	1948
N	〃	B-B′〃 〃	〃	〃
O	〃	C-C′〃 鳥取	〃	〃
P	〃	D-D′〃 新富士	〃	〃
Q	〃	a-a′〃 桂恋	〃	〃
R	大楽毛地区	大楽毛〃	〃	1951
S	釧路市北方原野	東部第1測線	〃	1956
T	〃	〃 2 〃	〃	〃
U	〃	中部第1 〃	〃	1957
V	〃	〃 2 〃	〃	〃

いわゆる浦河海進によつてもたらされた根室層群を最下底として，その上に淡水性（一部は半鹹半淡あるいは海水性）の浦幌層群，海水性の音別層群，海底火山噴出物の新第三系，阿寒噴出物挟有の第四系をこの順序に堆積した地質となつている。この地質は石狩炭田の石狩層群上半部の赤平層以上の地質に対比される。第2表に地質層序を示す。

地震探査を実施した湿地原野の地質は，表面が一面ピートに覆われているので，下部の状態は全く不明であるが，佐々保雄の研究やその他の資料によれば，平原に接する春採地区と白糠地区の地質構造から平原下の地質構造は次のように考察される。すなわち春採地区においては白亜系を中核とし含炭層をのせ西南西に緩く沈下する半ドーム構造を呈しているが，白糠地区においては阿寒街道以東が新第三系の地層の分布西限で東に緩傾斜し，この上部に第四系が不整合に被覆している。

要するに全体的には中央の大楽毛向斜を主軸に東西より単斜している。以上のように春採地区と白糠地区に挟まれた本調査地域の平原下における関係は，第3表のように推定されている。

4. 調査目的および測線配置

調査地域の西部は白糠地区で，一方東部は春採地区に隣接している。これら本地域周辺の丘陵地帯ではすでに詳細な地質調査が行なわれ，開発も進められているが，釧路市につづくこの低平広漠とした湿地原野は未開発な状態でこんにちに及んでいる。前章でも述べたように春採地区と白糠地区とは後者においては一部上部第三系が欠除しており，これらの地区に挟まれたこの原野下では，どのような推移をなして各地層が発達しているかということは，地質学上からも，また炭田開発にさいしても重要な問題である。それがために本地域の弾性波速度分布および重力分布を求め，地下構造を究明することにより，これらの問題を解明し将来の炭田開発に寄与する目的で本地域において物理探査が実施されたものである。

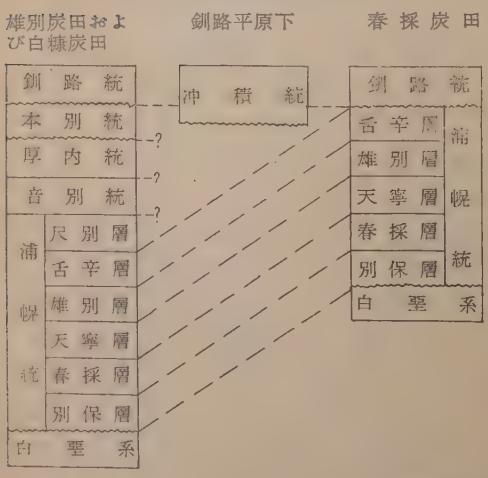
地震探査測線は第1図に示すように，釧路市北部新釧路川西堤防道路にほぼ沿うように，北北西，南南東にとつた。全長6,000 mの直線で，この間に爆発点(S.P.)を7カ所設けた。また受振点間隔は平均70 mとし全測線に93点設置した。またこのほかに基盤の速度を的確につかむため，遠隔爆発点，I_0およびVII_0の2カ所を設けた。すなわち S.P.I よりほぼ直線上北西3,500 mの地点と，S.P. VII より直線上南南東1,000 mの地点である。

第 2 表

地質時代			地層名		
新生代	第四紀	冲積世	冲積層		
		洪積世	段丘層群		
	新第三紀	鮮新世	釧路層		
			本別層群	?	
			知床層群		
			幾品層		
			（断層）		
	古第三紀	漸新世	音別層群	縫別層	
				茶路層	
				大曲層	
			浦幌層群	尺別層	○
				舌辛層	
				雄別層	○
				天寧層	○
				春採層	○
				別保層	
中生代	上白亜部紀		根室層群	汐見層	
				仙鳳趾層	

○印炭層

第3表　釧路平原東西対照表



佐々保雄の資料による[5]

重力探査の測点は合計152点設け，基準点は釧路市内に設け No. 1 と記号した（第2図参照）。

5. 地震探査

5.1 調査器械および調査方法

本調査に使用した器械は，E.T.L. 製（Electorical, Technical, Laboratory）M-3 型 24 成分地震探鉱器である。フイルターは R-1 をおもに用いた。

爆発孔の掘さくには，孔さらい用の揚水ポンプ（ガソリンエンジン 5.5 HPおよび 18 HP）を使用し 25 m 前後掘さくした。本地域のように地表付近に礫層も無く軟弱な地質で，かつ水が豊富ならば，揚水ポンプと鉄管で爆発孔の掘さくは可能である。なお1孔の掘さく（25 m）の所要時間は約2時間程度である。

調査方法は従来の屈折法で行なつた。S.P. I～VII 間の連絡は有線電話によつて行なわれたが，S.P. I_0 および S.P. VII_0 の遠隔点は超短波無線電話装置（F.M. 方式出力 10 W）によつて連絡した。

S.P. I_0 からの受振は第1スプレッド，S.P. VII_0 からの受振は第4スプレッドのみにとゞめた。

5.2 走時曲線の説明

屈折法によつて得られた地震記録から，初動の到達時間を読み取り，第3図上段の走時曲線を作成した。走時曲線から第4表に示すような速度層群を得た。なお第4表は各速度層群とこれに対応する見掛速度を S.P. 別に整理したものである。

この走時曲線について考察すれば，次のようである。

1) 第2層上限は水平な構造を示している。

2) 第3層のそれぞれの見掛速度が初動として表われる critical point は，測線の南から北に行くほど S.P. からの距離が延びている。この層の見掛速度に注目すると各 S.P. から南に向かうものはその値が大で，逆に北に向かうものは小となる傾向がある。これらの事実から第3層は北に向かつて緩傾斜しているものと考えられる。

3) 第4層も第3層と傾向を同じくしていることがうかがわれる。

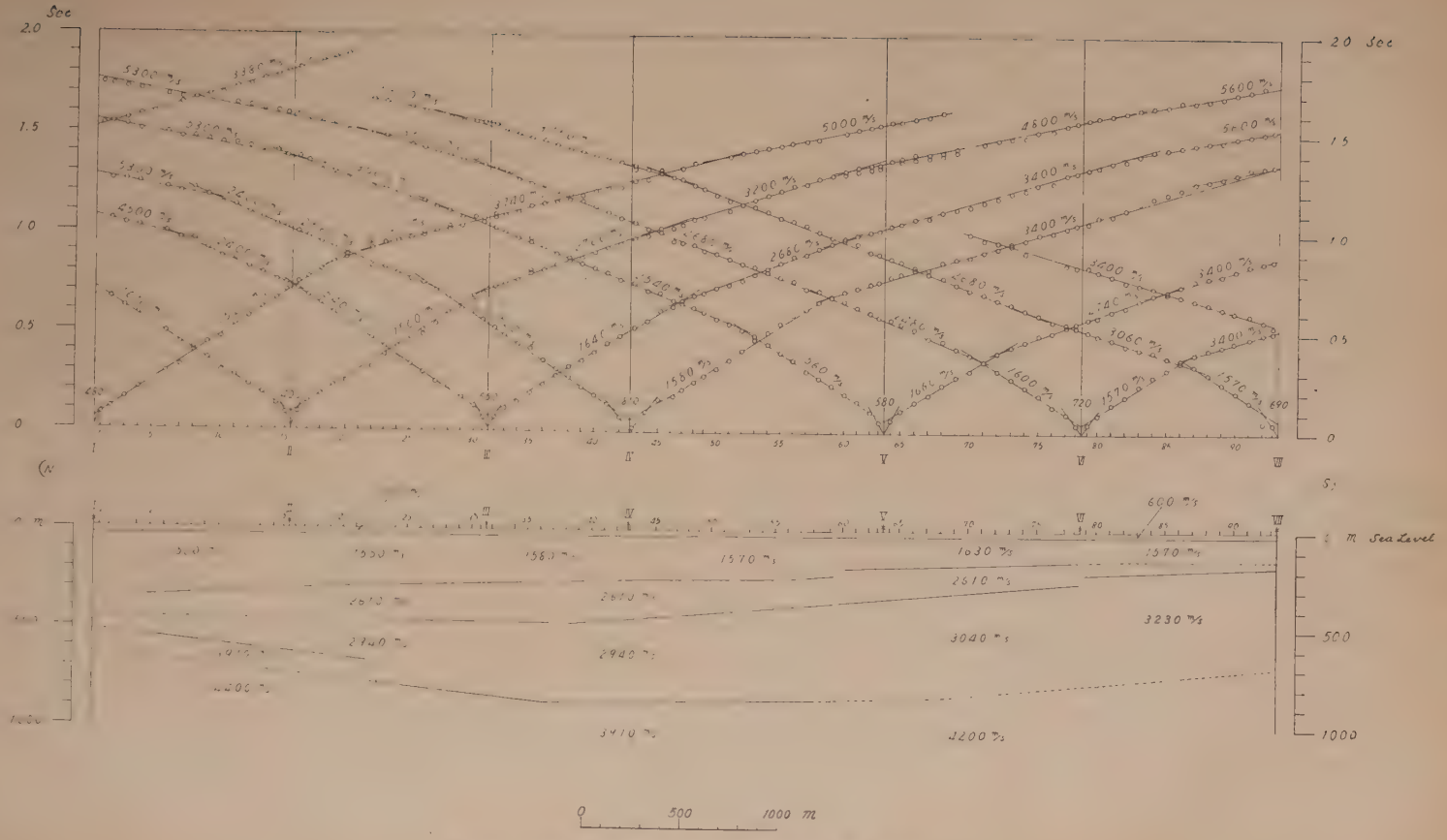
4) 第5層までの深度は各 S.P. からの見掛速度および critical point，あるいは第4層の見掛速度の分布状態などから考えて，S.P. I～III 間では比較的浅く，S.P. III～VII 間では前者に較べ深くなつていると推定される。

5.3 調査結果

前章に述べた解釈に基づいて，走時曲線を図式解析法により解析し，地下速度分布断面図を求めて第3図下段に示した。これら各速度層群について以下説明する。

5.3.1 第1層　400～810 m/sec 層

この速度層群は，測線下全域にわたり分布するもので



第3図　釧路市北方地域中部第1測線地震探査解析図

第 4 表

地層名	速度層群 (m/sec)	速度層群に対応する各 S.P. からの見掛速度 (m/sec)								
		I_0	I	II	III	IV	V	VI	VII	VII_0
第 1 層	400～ 810		480	400	550	810	580	720	690	
第 2 層	1,550～1,630		1,520	1,610 1,560	1,540 1,640	1,520 1,580	1,560 1,660	1,600 1,570	1,570	
第 3 層	2,610		2,680	2,760	2,400 2,680	2,400 2,560	2,540 2,740	2,480		
第 4 層	2,940～3,230			3,200	3,400	3,400	3,000 2,540 3,400	3,560 2,680 3,400	3,060 2,680	3,400
第 5 層	3,910～4,400	3,380	3,740 5,000	4,800 5,600	4,500 5,600	5,300 5,600	5,300	3,560 5,300	3,750 5,300	

あり，全域湿地帯をなしピートをもつて覆われている。第1層の速度は各 S.P. の両端の走時より計算によつて出したものであるが，解析に当つては平均 600 m/sec とし，これが一様に分布するものと仮定して計算した。そのため若干の誤差を含むため，本層の層厚についても多少の誤差はまぬがれない。

5.3.2 第2層 1,550～1,630 m/sec 層

この速度層群は僅少の差をもつて全域に分布している。下限は緩傾斜をもつて北に深度を増している。すなわち層厚は S.P. VII で 120 m であるが，S.P. I では最も厚く 358 m に達している。

5.3.3 第3層 2,610 m/sec 層

この速度層は測線全域に分布している。たゞ S.P. VI～VII 間では本層が極端に薄くなるためか，下位の第4層が直接走時に現われており，この層は blind layer となり走時に現われない。層厚は S.P. VII では 30 m 前後であるが，No.39 付近では最も厚く 210 m にも達している。そしてこれより北に向かつてふたゝび層厚を減じ S.P. I では 90 m となる。S.P. I～II 間では本速度層の下限(第4層上限 2,940 m/sec 層)は直接走時に現われていないため，層厚および深度は最少の値を求めた。

本速度層は No.60 付近で落差 50 m 程度の不連続を生じているが，この程度の変化は第1層の影響によつて生ずることも考えられる。

5.3.4 第4層 2,940～3,230 m/sec 層

この速度層群は測線の北部では，2,940 m/sec であるが，南進すると漸次その値を増す傾向がある。測線北部の S.P. I～II 間では，本層がもつとも薄くなつたため，第5層が直接走時に現われており，blind layer となつている。No. 24 以南では 2,940 m/sec，3,040 m/sec，3,230 m/sec の速度層となつている。

本層の上限は S.P. IV～VII 間では 2～5° の傾斜で北に向かい深度を増しているが，No.39 付近より以北においては水平な構造をなしている。

5.3.5 第5層 3,910～4,400 m/sec 層

この速度層群は北から南に緩傾斜で下降し，中央部でほゞ水平構造となり S.P. V 付近より逆に緩傾斜で南に上昇している。すなわち測線中央部を中心としたゆるやかな向斜構造を呈している。No.22 付近に落差 100 m 程度の断層が推定される。

S.P. I～III 間の走時より，3,910 m/sec 層を決定し，S.P. I～IV 間の走時より，4,400 m/sec 層を決定した。S.P. I より南へ向かう走時では見掛速度 3,740 m/sec が連続して現われているが，S.P. III, IV より北に向かう見掛速度は 4,500 m/sec と 5,300 m/sec と異なつているため，S.P. I～III 間において 3,910 m/sec 層と 4,400 m/sec 層の2層に分類した。S.P. V～VII 間の速度は 4,200 m/sec とし破線で示した。これは速度を決定するに充分な資料が得られなかつたためで，もし 4,200 m/sec 以上の速度と仮定すれば当然深度も傾斜も変わつてくることになる。

5.4 速度層群と地質層序との対比

釧路原野は未開発の状態におかれているため，地震探査および試錐結果等の資料も充分でない。それゆえ速度層と地質層序との対比も困難であるが，集められた資料に基づき一応の対比を試みこれを第5表に示す。将来より以上の資料が得られたならば再検討を加える考えである。

第 5 表

	速度層群 (m/sec)	対比
第1層	400～ 810	第四系沖積層あるいは洪積層
第2層	1,550～1,630	第四系洪積層釧路層群
第3層	2,610	古第三系
第4層	2,940～3,230	古第三系浦幌層群
第5層	3,910～4,400	白亜系根室層群

第1層　400～810 m sec　層は第四系沖積層あるいは洪積層に対比される。既知資料によればこの層は東部の山ぞい地域より原野中央部に向かつて次第に厚く，南部海岸の大楽毛付近においては厚さ60 m 内外に達している　調査地域内における本層は厚さ20～30 m となつている。

第2層　1,550～1,630 m/sec　層は第四系の釧路層群に対比される。本層は比較的旧期の洪積層に属していると考えられているもので，調査地域内においては厚さ120～358 m になつている。

第3層　2,610 m/sec　層は古第三系の地層に対比した。

第4層　2,940～3,230 m/sec　層は第3層とともにこの速度層も古第三系に対比した。第3層を音別層群下部とし，この第4層を浦幌層群に対比することも考えられるが，現在までの資料からでは，両者を細分して対比するのは多少危険と思われるので，今回は第3層，第4層をともに古第三系と表現するにとゞめ，新しい資料が得られてから充分検討する考えでいる。

第5層　3,910～4,400 m/sec　層は本地域の基盤岩である上部白堊系に対比した。

以上のように一応速度層と地質層序とを対比したが，地層区分と速度層区分が常に一致するとは限らない。

5.5　既往の地震探査との比較

本調査地域周辺において，過去に実施された地震探査をみると次のようなものがある。第1図にこれらの関係位置を示す。各調査結果の詳細については，それぞれの報告書にゆずり，それら地震探査の速度分布と地質層序との関係を本調査結果と比較してみると第6表にのすようになる。たゞこれらの調査のなかには，現在のように地震探査技術が進歩していない初期の時代のものも含んでいる。

最近宇部興産株式会社はこの地域を精力的に調査し，地震探査や試錐調査で多くの資料を得ているが公表されてない。

5.6　吟　味

5.6.1　解析精度について

今回は10 ms の誤差範囲内で全部の走時を満足することができなかつた。すなわち S.P. II より南に向かう2,670 m/sec と，S.P. IV より北に向かう2,560 m/sec との走時においては，S.P. II および S.P. IV の対応する位置において27 ms の走時差を生じたため，走時曲線そのものの必要条件がなりたつていない。そのため S.P. IV よりの 2,560 m/sec に重点をおき，S.P. II よりの 2,760 m/sec，3,200 m/sec は一応傾向をみるにとゞめざるを得なくなり，したがつて20 ms の誤差をもつている。

第5層　3,910～4,400 m/sec 層においては，S.P. III より南に向かう5,600 m/sec の走時についても，20 ms の誤差を生じた。以上述べた以外は許容範囲内で満足できた。これら誤差の生じた理由は，速度層の値が適当でなかつたか，第1層の低速度層の影響がとくに大きく作用しているのか，あるいはその他の原因（器械，初動読取，爆発孔の状態等）によるものかもしれない。

5.6.2　地質層序との対比について

本調査地域周辺において，過去に地震探査がいくつか実施され，速度層と地質層序とが一応対比されてきたが現在までのところ本地域において，坑井内速度に関する資料がまつたくない。それゆえ将来は白堊紀層群に達している試錐井について，well shooting を行ない各層の速度変化を究明するとともに，試錐試料の速度測定も合わせ行ない，充分資料を収集検討して後，改めて推論さ

第 6 表

速度層＼調査地区	遠矢地区	鳥取地区	白糠地区	舌辛地区	釧路市周辺	大楽毛地区	釧路市北方原野	対応する地層	本調査結果
第1層	630	300～980 ～1,100	330～830 1,100～ 1,260		300～ 1,200	1,500～ 1,600	450～ 1,090	第四系	400～810
第2層	1,420	1,535～ 1,700	1,600～ 1,800	1,570～ 1,870	1,550	1,700～ 1,800	1,100～ 1,200 1,350～ 1,800	第四系	1,550～ 1,630
第3層	2,640～ 2,700	2,800	2,300～ 2,750	3,100	2,600～ 2,740	3,100	2,380～ 2,700	新第三系および古第三系	2,610
第4層					3,050～ 3,060			古第三系	2,940～ 3,230
第5層	3,660		3,000～ 3,800	3,800～ 3,870	3,910	3,800	3,480～ 4,140	白堊系	3,910～ 4,400
調査年度	1,939	1,939	1,939	1,940	1,948	1,951	1,956		1,957

単位 m/sec

れるべきと考える。

6. 重 力 探 査

6.1 調査器械および調査方法

本調査に使用した器械は，North American Geophysical Co. 製の重力計 AG-108 によつて重力の比較測定を行なつた。

測点間隔は 1～1.5 km であり，重力探査としては概査である。測定番号は測定の順序に従つて記入した。測点の標高は水準測量によつて誤差範囲 10 cm 以下の精度で求めた。

器械および人員の輸送にはランドローバーを使用した。本調査は冬期であつたため，積雪量多く，気温低く車の運行には多少の困難を生じた。原野内および一部の丘陵地にはスノーボートを使用し，人力により徒歩運搬を行ない測定を続けた。

本調査ではとくに重力計の保温を考慮し，プロパンガスにより暖房を行なつた。

6.2 測定結果

釧路市内測点 No. 1 における測定値 85.30 mgal を基準とした各測点におげる読取値から，器械の Drift および天体の影響を除去した測定値，緯度，地形の各補正値と全補正値とを第 7 表に示した。測点数は基準点を含めて合計 152 点である。

補正については従来の方法とまつたく同じなので説明を省略する。

6.3 等重力線図

第 2 図に測点の位置，番号ならびに全補正済値から得られた重力分布を 1 mgal の等重力線で示してある。

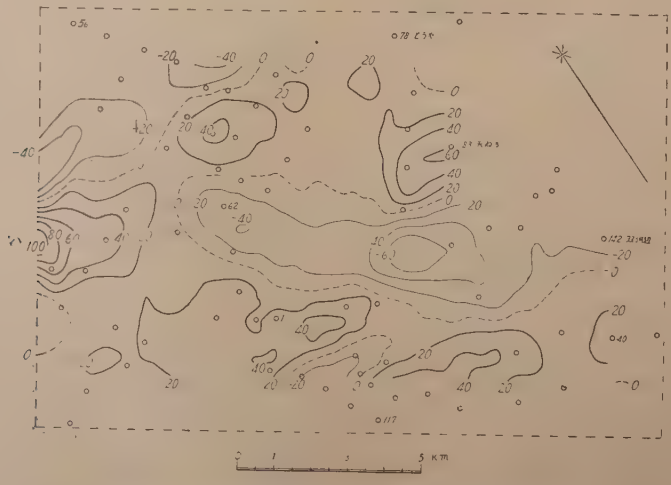
本調査地域での重力値(全補正済値)の最大値は No.85（東遠矢）で 97.13 mgal，最少値は No.27（中阿寒）で 19.89 mgal である。重力値の全般的な傾向は，釧路市より北西方向に向かつて漸次値を減少し，調査地域中央での等重力線はほゞ北東一南西方向を示し湾曲しているが，西部地域では庶路町から庶路川に沿つて，等重力線はほゞ南北方向に延び，重力値は西に向かうにつれ急激に大きくなつている。

局部的な重力異常は，調査地西部においては，No.128（庶路町付近）および No. 22(雄別炭砿鉄道ゆつぱない付近）に低重力域が認められる。高重力域としては，No. 24(阿寒村旭町）を中心として認められる。

一方原野を含む東部においては，重力分布はやゝ複雑で，新釧路川を境に東西両域の等重力線は異なつた方向を示し，釧路市郊外に低重力域が認められる。高重力域は釧路港より海岸丘陵地帯にかけてのものと，天寧付近の 2 カ所が顕著に認められる。そのほか等重力線の密な所としては No. 49(下幌呂第 2）～No. 52(温根内）間，鶴居村村営軌道上 No. 70～No. 71 間，および庶路町以西に見受けられる。

6.4 移動平均法による余剰重力

以上述べてきたように等重力線図の大きな傾向は東南から北西に向かつて重力値を減少し，比較的単調な傾向を示している。しかし詳細にこの等重力線図を調べると大小強弱の乱れがみられる。これは基盤の凹凸あるいは



第 4 図　余剰重力統異常図(東北一南西方向) S=500 m 正規構造 単位×10⁻⁵ C.G.S.

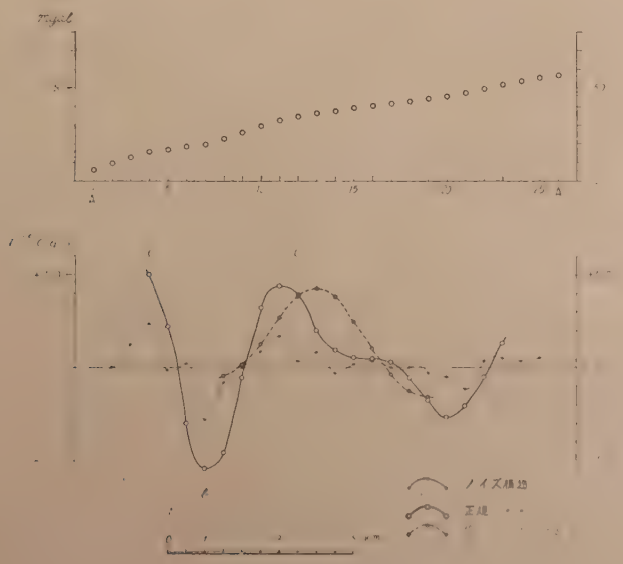
第 5 図　余剰重力横異常図(北西—南東方向) S=500 m 正規構造 単位×10^{-5} C.G.S.

それ以浅の地層における密度分布の異常を反映していると思われる。そこでこの目的とする規模の地下の密度分布の異常を調べ，等重力線図からの情報を合わせ考えることによつて地下の構造を推定するために，移動平均法による余剰重力を求めた。余剰重力を求めるにさいし，調査面積に対し測点数が少ないので，比較的測定密度の大きい釧路原野を含む東部地域(第 1 図点線区域内)および A—A′, B—B′, C　C′ の 3 測線について計算を行なつた。

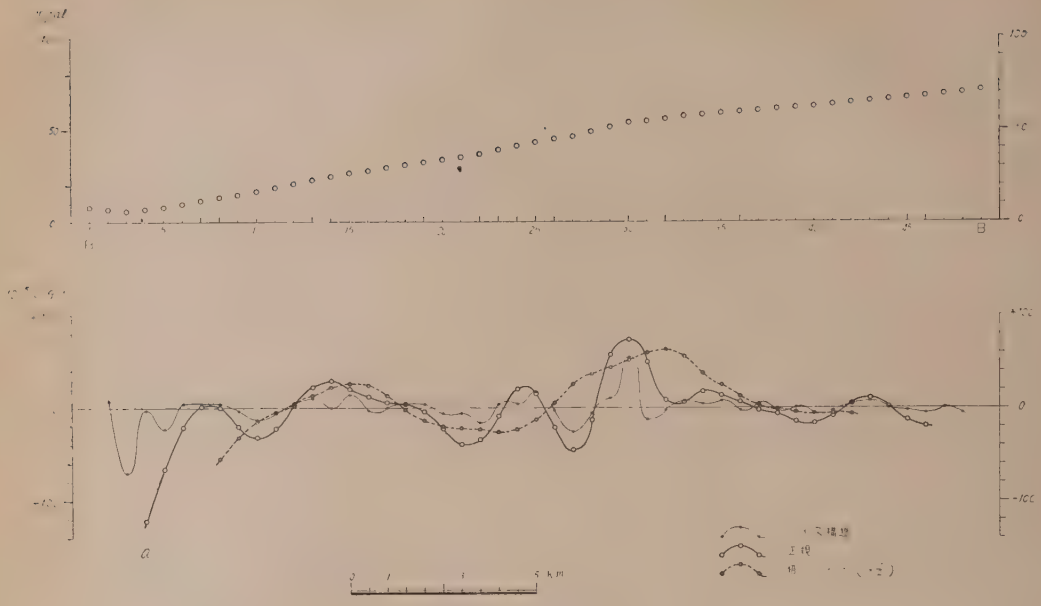
以下これらの結果について説明する。

6.4.1　釧路原野を含む東部地域(第 1, 4, 5 図参照)

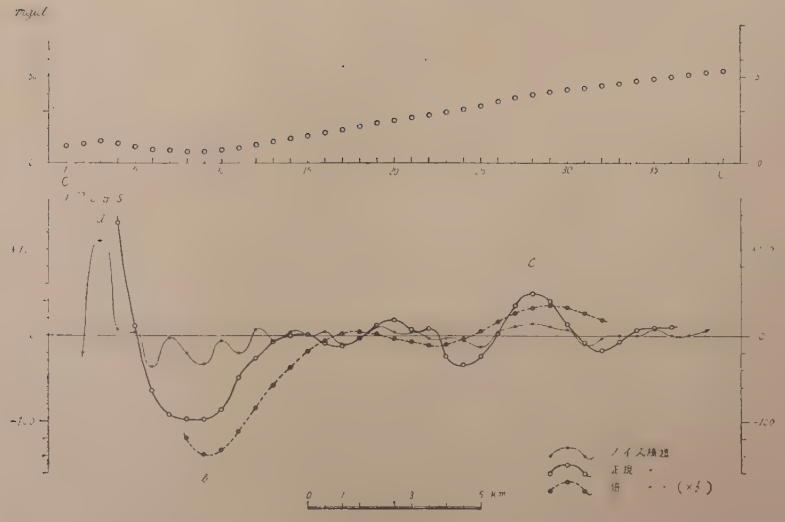
この地域における余剰重力の顕著な正域、負域は第 1 図にみられるように，No. 83(天寧)付近に正域が認められる。その南部に負域があり，その負域は新釧路川西堤



第 6 図　A—A′ 測線



第 7 図 B—B′ 測線



第 8 図 C—C′ 測線

第 7 表　北海道釧路市周辺重力探査測定値表

測点番号	高度 (m)	測定値 (mgal)	高度補正値	緯度補正値	地形補正値	全補正済値
1	3.98	69.59	0.90	14.80	0.01	85.30
2	5.21	68.25	1.17	14.59	0.01	84.02
3	7.46	68.05	1.68	13.85	0.01	83.59
4	6.54	66.40	1.47	14.05	0.03	81.95
5	6.94	62.41	1.56	13.64	0.03	77.64
6	6.40	61.22	1.44	13.00	0.03	75.69
7	9.11	58.32	2.05	12.00	0.03	72.40
8	11.05	51.40	2.49	10.48	0.04	64.41
9	12.59	43.10	2.83	9.30	0.07	55.30
10	14.93	38.37	3.36	8.89	0.05	50.67
11	15.73	34.39	3.54	8.51	0.05	46.49
12	15.63	35.10	3.52	7.47	0.09	46.18
13	16.94	30.50	3.81	6.43	0.17	40.91
14	16.69	26.04	3.75	5.80	0.24	35.83
15	28.08	19.58	6.32	4.33	0.22	30.45
16	33.97	12.04	7.64	2.31	0.42	22.41
17	41.25	9.93	9.28	1.65	0.23	21.09
18	37.40	16.01	8.41	3.11	0.38	27.91
19	16.30	31.40	3.67	8.75	0.06	43.88
20	17.30	23.79	3.89	8.67	0.11	36.46
21	20.36	16.03	4.58	8.06	0.12	28.79
22	22.50	12.81	5.06	8.40	0.20	26.47
23	24.88	14.38	5.60	7.79	0.25	28.02
24	26.67	19.55	6.00	7.20	0.38	33.13
25	28.07	16.11	6.31	6.06	0.33	28.81
26	14.96	31.02	3.36	9.80	0.07	44.25
27	31.15	8.21	7.01	4.34	0.33	19.89
28	29.73	12.17	6.69	5.10	0.26	24.22
29	4.44	69.86	1.00	15.30	0.01	86.17
30	17.24	28.92	3.88	8.28	0.10	41.18
31	19.59	24.23	4.41	6.99	0.24	35.87
32	25.42	19.63	5.72	6.52	0.36	32.23
33	20.06	15.40	4.51	7.03	0.33	27.27
34	25.02	14.08	5.63	6.37	0.61	26.69
35	1.02	70.68	0.23	16.82	0.01	87.74
36	25.06	66.07	5.64	18.00	0	89.71
37	49.09	62.31	11.04	17.92	0.01	91.28
38	50.07	62.25	11.26	18.32	0.13	91.96
39	51.42	62.48	11.56	18.51	0.08	92.63
40	90.01	54.93	20.24	19.21	0.20	94.58
41	92.96	54.06	20.91	19.69	0.24	94.90
42	32.03	63.65	7.20	18.70	0.01	89.56
43	7.04	68.43	1.58	11.36	0.02	81.39
44	4.91	66.43	1.10	11.68	0.02	79.23
45	5.13	66.09	1.15	12.00	0.02	79.26
46	6.40	64.16	1.44	10.98	0.02	76.60
47	6.82	63.34	1.53	11.30	0.02	76.19
48	7.01	61.02	1.58	11.60	0.02	74.22
49	13.67	21.96	3.07	1.30	0.07	26.40
50	10.55	31.27	2.37	2.70	0.66	36.40
51	30.39	29.21	6.83	3.70	0.12	39.86
52	13.19	42.78	2.97	4.97	0.05	50.77
53	7.39	48.12	1.66	5.45	0.10	55.33
54	7.42	49.91	1.67	5.70	0.10	57.38
55	7.20	52.87	1.62	6.05	0.11	60.65
56	7.12	56.54	1.60	6.90	0.22	65.26
57	7.47	59.82	1.68	7.52	0.18	69.20
58	7.48	62.40	1.68	8.25	0.21	72.54
59	6.99	64.89	1.57	8.85	0.18	75.49
60	7.19	67.49	1.62	9.70	0.18	78.99
61	5.77	67.51	1.30	13.02	0.05	81.88
62	6.41	67.34	1.44	12.09	0.04	80.91
63	6.92	68.82	1.56	10.63	0.10	81.10
64	6.06	68.33	1.36	12.65	0.04	82.38
65	6.63	69.25	1.49	11.82	0.07	82.63
66	8.09	48.30	1.82	6.10	0.20	56.42
67	6.65	51.18	1.50	7.11	0.09	59.88
68	6.79	52.75	1.53	8.21	0.12	62.61
69	8.96	53.60	2.02	9.11	0.07	64.80
70	9.51	55.14	2.14	9.65	0.07	67.00
71	9.03	58.61	2.03	10.22	0.07	70.93
72	8.93	59.94	2.01	11.15	0.07	73.17
73	2.30	71.05	0.52	14.79	0.01	86.37
74						
75	1.73	71.32	0.39	14.39	0.01	86.11
76						
77	5.82	81.16	1.31	9.91	0.01	92.49
78	3.75	81.02	0.84	11.01	0.09	92.96

測点番号	高度 (m)	測定値 (mgal)	高度補正値	緯度補正値	地形補正値	全補正済値
79	4.16	81.09	0.94	12.30	0.11	94.44
80	4.53	71.82	1.02	15.75	0.12	88.71
81	1.67	72.90	0.38	15.00	0.02	88.30
82	1.60	77.09	0.36	14.32	0.01	91.78
83	30.11	76.05	6.77	13.75	0.05	96.62
84	3.17	80.17	0.71	13.61	0.10	94.59
85	38.48	76.89	8.65	11.52	0.07	97.13
86	6.72	79.90	1.51	12.92	0.13	94.46
87	2.45	67.73	0.55	10.00	0.02	78.30
88	2.97	66.12	0.67	10.32	0.02	77.13
89	4.10	61.60	0.92	8.52	0.02	71.06
90	5.01	59.97	1.13	8.81	0.03	69.94
91	7.19	70.21	1.62	10.94	0.06	82.83
92	7.05	69.65	1.59	10.00	0.06	81.30
93	7.06	68.44	1.59	9.33	0.09	79.45
94	7.49	70.18	1.68	8.47	0.11	80.44
95	8.41	70.56	1.89	7.86	0.10	80.41
96	6.13	60.36	1.38	13.82	0.02	75.58
97	6.14	56.82	1.38	13.82	0.02	72.04
98	23.52	14.02	5.29	8.62	0.15	28.08
99	18.23	18.33	4.10	9.04	0.14	31.61
100	17.09	24.21	3.84	9.96	0.12	38.13
101	14.11	31.09	3.17	10.43	0.07	44.76
102	11.89	37.38	2.67	11.76	0.10	51.91
103	10.14	44.57	2.28	12.26	0.06	59.17
104	7.80	47.31	1.75	13.30	0.04	62.40
105	6.31	48.08	1.42	14.12	0.04	63.66
106	5.55	51.48	1.25	14.29	0.05	67.07
107	4.46	54.47	1.00	14.22	0.02	69.71
108	1.81	70.91	0.41	16.44	0.01	87.77
109	3.00	70.28	0.67	15.93	0.01	86.89
110	2.19	72.40	0.49	15.41	0.01	88.31
111	1.57	68.72	0.35	15.68	0.01	84.76
112	2.13	68.16	0.48	16.19	0.01	84.84
113	2.34	68.06	0.53	16.68	0.01	85.28
114	31.12	64.08	7.00	17.19	0.01	88.28
115	2.57	69.49	0.58	17.30	0.01	87.38
116	2.23	68.10	0.50	17.85	0.01	86.46
117	26.97	62.99	6.07	17.92	0.05	87.03
118	4.44	70.29	1.00	17.71	0.06	89.06
119	5.01	70.74	1.13	16.95	0.02	88.84
120	37.26	65.27	8.38	16.85	0.06	90.55
121	31.76	29.16	7.14	10.71	0.50	47.51
122	23.91	29.58	5.38	12.50	0.35	47.81
123	16.99	29.80	3.82	13.39	0.29	47.30
124	14.14	29.40	3.18	14.20	0.19	46.97
125	12.35	30.64	2.78	15.10	0.18	48.70
126	5.79	30.18	1.30	15.82	0.18	47.48
127	4.87	16.93	1.10	16.98	0.04	35.05
128	3.13	16.76	0.70	16.66	0.05	34.17
129	4.33	20.34	0.97	15.61	0.13	37.05
130	9.67	18.58	2.17	14.83	0.23	35.81
131	3.45	18.56	0.78	16.82	0.03	36.19
132	4.39	23.24	7.99	16.48	0.03	40.74
133	4.94	30.22	1.11	15.93	0.03	47.29
134	5.74	37.26	1.29	15.51	0.03	54.09
135	4.40	43.63	0.99	15.13	0.04	59.79
136	6.41	73.96	1.44	8.50	0.20	48.10
137	3.43	77.43	0.77	9.24	0.11	87.55
138	2.78	79.41	0.63	10.00	0.06	90.10
139	2.71	73.88	0.61	15.57	0.03	90.09
140	3.73	76.07	0.84	15.70	0.16	92.77
141	5.27	76.04	1.19	16.07	0.18	93.48
142	11.65	74.83	2.62	17.30	0.21	94.96
143	8.03	78.79	1.81	15.44	0.23	96.27
144	6.61	78.25	1.49	15.79	0.30	95.83
145	5.78	77.91	1.30	15.70	0.22	95.13
146	3.36	73.10	0.76	10.61	0.02	84.49
147	2.41	75.10	0.54	10.29	0.02	85.95
148	2.26	75.10	0.51	11.68	0.01	87.30
149	2.66	73.71	0.60	12.00	0.01	86.32
150	3.64	71.26	0.82	12.33	0.01	84.42
151	29.95	64.31	6.74	19.28	0	90.33
152	4.84	70.87	1.09	19.52	0.08	91.56
153	11.10	85.89	2.50	6.69	0.12	95.20
154	58.93	70.79	13.25	8.77	0.42	93.23

防 No. 62 付近の負域につながっている。No. 59 新釧路川西堤防大曲付近に負域があり，その東に正域が認められる，一方釧路川河口付近(No. 113)に負域が認められ，その東西に正域が認められる。そのほか顕著なものとしては，No. 47(原野西部地域)付近に正域が認められる。以上が総合異常図にみられる顕著な正域，負域の異常分布の大略である。余剰重力[註1)]については，S＝500 m として正規構造を求めた。

縦異常図の**い**の正域は，総合異常図の**い**(No. 47) 付近の正域に対応するもので，おそらくは正の中心は縦異常図の**い**の中心であろうと推察される。

横異常図の**ろ**(No. 116 釧路市米町)の正域は綜合異常図の**ろ**(春採湖)に続くものと思われる。

6.4.2 A—A′測線（第 6 図）

本図上段には重力値の変化を示し，下段には移動平均法による余剰重力値の変化を表わした。余剰重力については，S＝500 m としてノイズ構造，正規構造，および倍構造を求めた。以下 B—B′測線（第 7 図）C—C′ 測線（第 8 図）についても同様である。

本測線においてみられる正規構造は，a, c 付近に顕著な正異常が認められるほか，b 付近に負異常が認められる。倍構造については，c 付近に顕著な正異常が認められ，正規構造とよく一致している。ノイズ構造については，a, b に対応する異常がみられるようである。

6.4.3 B—B′ 測線（第 7 図）

本測線においてみられる正規構造は，a 付近に負異常 c 付近に正異常が顕著に認められる。倍構造およびノイズ構造ともに正規構造と傾向を同じくしていることが認められる。c 付近の正異常は縦異常図の**い**（綜合異常図**い**）の正域に対応し，測線 No. 37 以降の変化は綜合異常図の No. 62(新釧路川西堤防付近) の負域に対応するものと考えられる。

6.4.4 C—C′ 測線（第 8 図）

本測線においてみられる正規構造は，a 付近に正異常 b 付近に負異常が顕著に認められるほか，c 付近には弱い正異常が認められる。測線 No. 20 付近に小規模な正異常と思われる変化が認められるが，等重力線図の信頼度および，本解析が一次元の結果であることを合わせ考えるならば，たしかな断定は下せない。倍構造についても正規構造と傾向を同じくし，b 付近に負異常が顕著に認められるほか，c 付近にも弱い正異常が認められる。ノイズ構造については，a, c 付近とも下部の影響を受け，正規構造，倍構造の傾向に近似しているが，b 付近には前に指摘した変化に対応する異常は認められない。そのほかにみられる変化は，いわゆるノイズを現わしているものと考えられる。

以上 3 測線についての余剰重力の解析結果は，等重力線図にみられる高重力域，低重力域の正負の異常を顕著に反映しよく一致している。すなわち第 1 図に示すように B—B′測線における a 付近と，C—C′測線の a, b 付近とである。そのほか等重力線図から，はつきり認められない部分についても，本解析結果においては弱い異常として，比較的よく現われている。すなわち B—B′, C—C′ 測線の c 付近である。

これらの正負の異常は地下の密度の過不足によつて生じたものと考えられるが，一次元的な結果であるから地下構造については，とくに論ずることはしない。

6.5 調査結果に対する考察

重力異常は岩石の比重と形状，深さの関係によつて決まるもので，重力異常から地質構造を解釈する場合，比重分布が第一に問題となる。岩石の比重は，岩質によつて異なることはもちろんであるが，一般に古期の岩石（下部または深部の地層）ほど比重は大きいものと考えられる。

本調査地域内で得られた 2, 3 の試錐試料から，古第三系下部および，基盤岩の見掛比重を求めてみた。古第三系のうち礫を伴う試料は多少比重も大であつたが，大体 2.3～2.5 位であり，古第三系のなかでは顕著な比重差は認められなかつた。基盤岩は 2.6 前後の値が得られた。古第三系上部および第四系は試料がなく，比重を求めることができなかつたが，第四系は常識的に考えて，1.7 位と思われる。したがつて本地域の重力分布は，大局的にみれば古第三系および基盤岩の影響を示しているものと考えてさしつかえないと思われる。

前述の等重力線図における原野東部の丘陵地の高重力域は，移動平均法による余剰重力の結果からも，古第三系および基盤の分布を示唆するものと考えられる。全般的な地下構造は，古第三系以下の地層が東部春採地域では比較的浅く，北西に向かつて深度を増す傾向で，北西部地域においては，上部地層が厚く堆積しているものと推定される。一方西部地域庶路町以西については，古第三系および基盤岩の上昇が考えられる。

第 1 図余剰重力総合異常図および第 2 図等重力線図から地下構造を推定すれば，No. 83(天寧)付近に隆起構造の存在が考えられ，その南部より No. 62 付近につながる溝状の構造が推定される。また新釧路川大曲付近にも

註 1) 余剰重力の求め方については瀬谷[6)]の方法を用いた。正規構造その他の意味については瀬谷の論文を参照されたい。

一部同様な構造が推定される。そのほか釧路市を中心としてその南北にも隆起構造が推定される。なお前に指摘したように，南部の隆起構造は西に延長しているものと推察される。また No. 47 付近に隆起構造の存在が推定される。

7. 結 論

本地域における地震探査と重力探査の結果によつて，釧路原野一帯にわたり古第三系の賦存を推定し，同時に基盤岩類の構造についてその大勢を把握し得た。

将来の炭田開発のためには，細部にわたるこの種の調査の実施も必要であるが，同時に原野下において試錐を行ない，地層の累重関係を明らかにするとともに，well shooting 等を合わせ行なうことが望ましい。その結果によつて地震探査の資料も活用され，各速度層のより明らかな意義も把握することが可能となるであろう。今後行なわれるこれらの調査によつて新事実が明らかにされれば，それに基づいて本調査結果にも再検討を加えたい。

(昭和 32 年 8 月～9 月，34 年 1 月～2 月調査)

文 献

1) 地質調査所：5 万分の 1 地質図幅昆布森，および同説明書，河合正虎調査，1956
2) 北海道開発庁：5 万分の 1 地質図幅白糠，および同説明書，1958
3) 日本石炭協会北海道支部：北海道炭田誌第 2 号釧路炭田，1953
4) 岡崎由夫・横平弘：釧路市およびその周辺の地質，釧路経済部商工課，1958
5) 佐々保雄：釧路平原下における含炭層の存在，北海道鉱山学会誌，Vol. 1, No. 10, 1942
6) 瀬谷 清：重力探査における新解析法（移動平均法）第 1 報，物理探鉱，Vol. 12, No. 2, 1959
7) 立石哲夫：釧路市大楽毛地域地震探査報告，通商産業省石炭局，日本の石炭資源，1956

概　　報

553.43 : 065 : 551.782.1(521.82) : 550.85

島根県田儀銅山地質鉱床

山　田　正　春*

Preliminary Report on Tagi Copper Mine, Shimane Prefecture

by
Masaharu Yamada

Abstract

The Tagi copper mine is located about 2 km south of Tagi station, Shimane prefecture, and is mining the epithermal copper veins in Tertiary formation.

Wall rock alteration is chloritization, sericitization and silicification; these alterations are remarkable in plagioliparite, lipalitic tuff and tuff breccia.

Dimension of ore deposits is rather small, but prospectings for the deeper part may be necessary.

要　旨

田儀銅山の鉱床は第三系中新統に属する玉造累層中の流紋岩質凝灰岩中に胚胎する浅熱水性の鉱脈である。入坑できる範囲は酸化帯となつて黄銅鉱のほかに斑銅鉱・藍銅鉱・黒銅鉱など二次生成の銅鉱と黄鉄鉱および少量の白鉄鉱がみられ閃亜鉛鉱・方鉛鉱を欠く。鉱脈は NS～N 20°W 系および N 40～60°E 系の2方向があるが，いずれも小規模である。本地域の同種の鉱床の特性から判断すれば，本鉱床も下部が好況となる可能性も考えられるので，本鉱床周辺の探鉱だけでなく，下部にもとくに注意をする必要があろう。

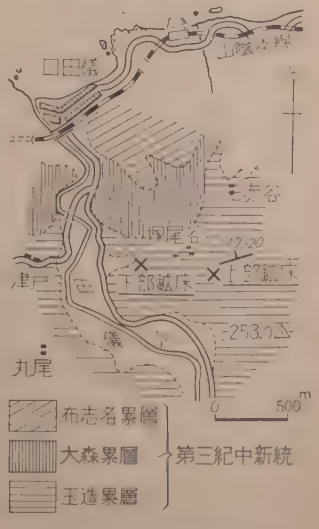
1. 緒　言

昭和32年2月島根県簸川郡田儀村に所在する田儀銅山の地質鉱床概査を行なつた。今回の調査は短期間の調査のため坑内調査を主とし，地表地質調査は田儀銅山周辺のみに止めた。

調査にあたり，山陰地方の第三系について，とくにその鉱床学的諸問題について有益な助言を受けた広島大学逸助教授に対し深謝の意を表する。

2. 沿　革

本鉱山は明治17年頃発見稼行されたといわれているが，一部には旧幕時代と推定される旧坑も2，3あるようである。明治21年には簡単な精錬も行なわれたとのことである。その後稼行および休山を繰り返したが，昭和10～11年頃には下部鉱床の旧露頭付近が最も盛んに稼行され，毎月40t(品位12～13%)程度の出鉱をみ，いずれも日本鉱業株式会社佐賀関精錬所へ売鉱したとのことで，この間の総出鉱量は400～500t程度と推定される。その後昭和14年末から立坑が掘さくされて昭和17年まで稼行されたが，この間毎月10～15t程度の出鉱をみ，総出鉱量は200t程度と推定される。昭和17～18年頃には赤焼坑が開坑され，続いて中切・中郷・第2坑



第1図　田儀銅山付近地質図

* 鉱床部

の各坑も開坑され，昭和20年1月まで稼行された。この間の総出鉱量は200～300t程度と推定される。

昭和28年中切坑・中郷坑の取明けが行なわれ，昭和29年1月までの間に約10tの鉱石を出鉱した。昭和31年1月現権者の所有となり、昭和32年1月4日から稼行に着手し現在に至つている。現権者は昭和31年12月28日6t（平均品位 Cu 3％）の鉱石を出鉱し，現在山元に約4t（品位5～10％）の貯鉱がある。

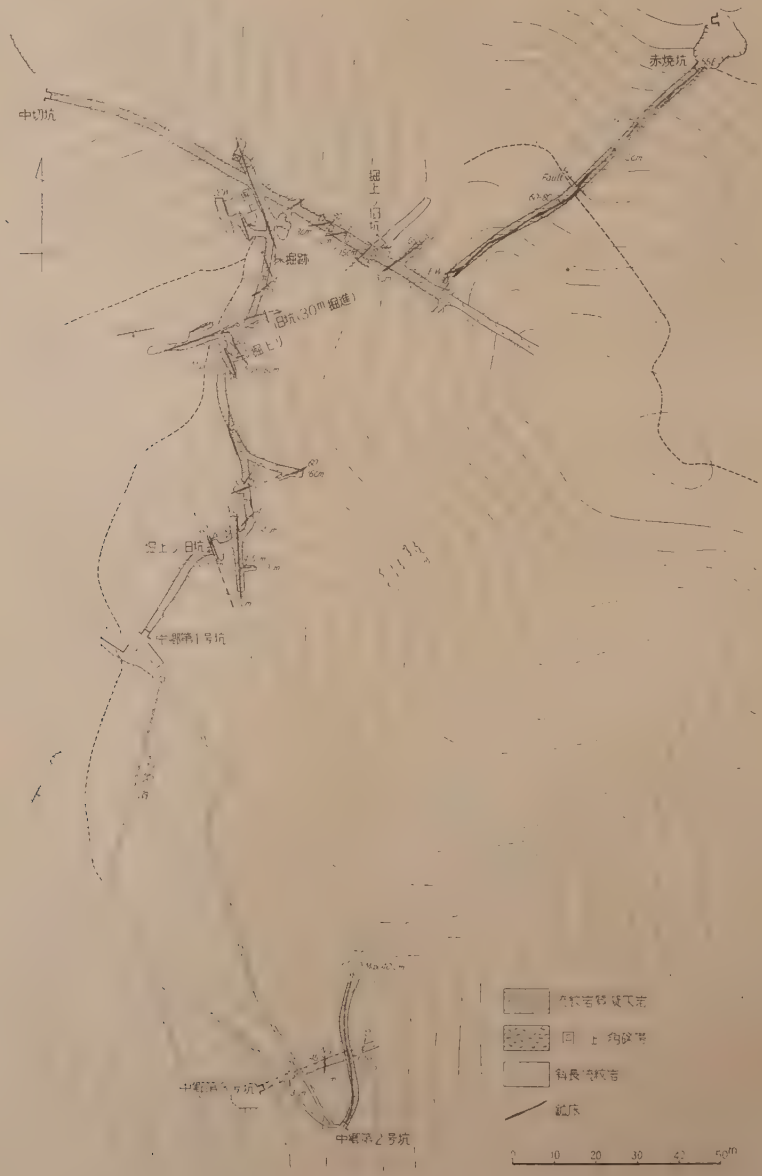
3. 現　況

3.1 鉱業権関係

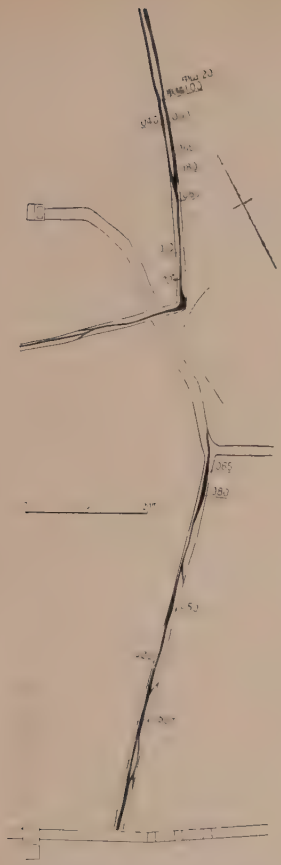
鉱区番号　島根県採登　198号
鉱 種 名　金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉄鉱
鉱業権者　山昌鉱業株式会社

3.2 操業状況

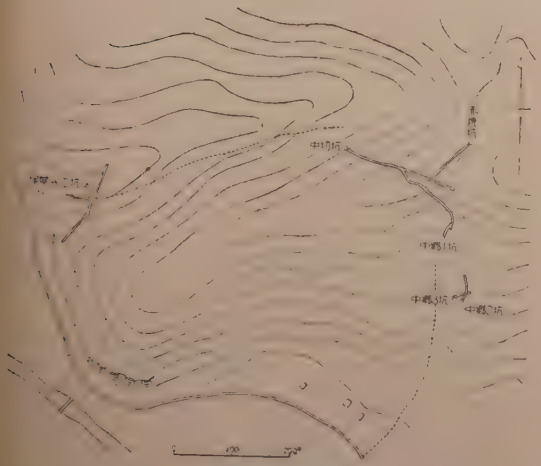
従業員　14名



第2図　田儀銅山上部鉱床坑内図



第 3 図　田儀銅山塚尾谷立坑坑内鉱脈図（既存資料）



第 4 図　田儀銅山各坑関係図

簡易索道　60 m
採　　掘　坑内において少量の手掘り採掘および手選
現在貯鉱　4 t（品位 5～10 %）

4. 位置および交通

本鉱山は島根県簸川郡田儀村字塚尾谷および中郷に所在する。こゝに至るには山陰本線田儀駅からバスで中郷停留所に下車するのがよい。

山元から中郷道路付近までには約 60 m の簡易索道があり，こゝからたゞちにトラック積可能でまた冬期間の積雪も少ないというきわめて恵まれた立地条件にある。

5. 地　　質

本地域は第三系中新統に属する諸岩層からなる。これら諸岩層は下部から玉造累層・大森累層・布志名累層の順に堆積し，これらの関係は従来から部分的には不整合関係を呈する部分もあるが，全般的には整合関係にあるとみなされている。

玉造累層は地域内では，斜長流紋岩・流紋岩質凝灰岩・角礫凝灰岩等からなる。本累層は鉱床の母岩をなしいずれもかなり変質している。

なお本累層の北縁には，やゝ頁岩質の部分があるがこれについては鉱床の項で述べる。

大森累層は安山岩質凝灰角礫岩・凝灰岩・礫岩・砂岩・頁岩等からなり，布志名累層は主として礫岩・砂岩・泥岩等からなる。

6. 鉱　　床

本地域の鉱床は玉造累層に属する流紋岩質凝灰岩中に胚胎する浅熱水性の鉱床である。

母岩には走向 NS～N 20°W 系および N 40～60°E 系の裂かが多く，鉱脈はいずれもこの裂かに沿つて胚胎し比較的小規模な多くの鉱脈からなつている。鉱脈はとくに少量の石英を伴う黄鉄鉱・黄銅鉱および少量の白鉄鉱からなり，またやゝ網状あるいは鉱染状鉱床等もみられる。

鉱脈付近の母岩には概して緑泥石化作用・絹雲母化作用および微弱な珪化作用等の変質作用が観察され，前者は黄鉄鉱が多い場合に，後者はやゝ黄銅鉱が多い場合にそれぞれみられる。

また現在入坑可能な上部鉱床の各坑では黄銅鉱は少ないが，不規則な酸化帯が存在し斑銅鉱・藍銅鉱・黒銅鉱等がみられる。しかしながら下部鉱床の立坑付近では黄銅鉱・黄鉄鉱を主とする鉱石がある。したがつて本地域では下部ほど黄銅鉱が優勢であつたことが察知される。

以下各鉱床について述べる。

第 5 図　田儀銅山付近地質鉱床模式断面図

6.1 下部鉱床

下部鉱床は塚尾谷の低所に所在し，1つの旧坑（水平坑道），露頭の露天掘採掘跡および立坑がある。旧坑は崩壊して入坑不能で，鉱況は全く不明である。露天掘の採掘跡は谷川付近で往時かなり採掘したらしいが，現在は谷川となつてなにもみられない。立坑もかつてかなり採掘されたとのことであるが，現在は水没して入坑不能で往時の坑内図が唯一の資料である。しかし坑口付近の鉱石には品位 Cu 5～10％程度と推定される黄銅鉱・黄鉄鉱を主とする良鉱がある。

6.2 上部鉱床

本鉱床は概して走向 NS～N 20°W 系および N 40～60°E 系の多くの鉱脈があり，これら各鉱脈を採掘した坑道が上部から赤焼坑・中切坑・中郷坑・第2坑・通洞坑とある。

赤焼坑は赤焼鏈を露頭より 77 m にわたつて鏈押し掘進されている。赤焼鏈は走向 N 55°E，傾斜NWに 60～90°を呈して膨縮しつつ引立付近まで連続しているが，引立付近ではやゝ劣勢となつて分岐している。鉱脈は少量の石英を伴い，黄鉄鉱および黄銅鉱の濃集する部分が断続し，全般的にやゝ膨縮の多い鉱脈で，2，3の分岐脈を伴う。鉱脈は全般的に黄鉄鉱を主とし少量の黄銅鉱を伴い，部分的に銅の二次鉱物（斑銅鉱・藍銅鉱・黒銅鉱等）を生成している。

脈幅は 2～5 cm ないし 30 cm 程度で，鉱脈付近の母岩の変質は微弱である。

鏈の銅品位は富鉱部の一部に高品位（Cu 7～10％前後）な部分があるほかは，平均品位 Cu 1～3％程度であろう。

なお，本坑産鉱石のかつての分析資料によれば少量の金・銀が存在するようである。

中郷坑は赤焼坑の下部約 30 m の地並で，この両坑はたがいに貫通している。本坑は本鉱山の入坑可能な各坑のうちもつとも深く掘進されており，多くの鉱脈がみられる。これらの各鉱脈はいずれも黄鉄鉱を主とし，少量の黄銅鉱およびとくにその二次鉱物を伴う。このうち中切坑と中郷坑の貫通点付近の鉱脈および，それより中郷坑口へ約 40 m にある鉱脈がもつとも優勢で，いずれも幾分湾曲を示しつつ連続し，前者は走向方向に，後者は傾斜方向に発達し，富鉱部の酸化帯には斑銅鉱・藍銅鉱・黒銅鉱等を産し，いずれも掘上りによつて採掘を行なつている。この酸化帯は不規則で，脈幅は普通 2～5 cm 最大 15～20 cm 程度である。銅品位はその鉱物組成からみて部分的にはきわめて高品位を示すが，一般に良質部で7％前後と推定される。

鉱脈付近の母岩には緑泥石化作用・絹雲母化作用ならび弱珪化作用が観察され，概して前者には黄鉄鉱が，後者にはやゝ黄銅鉱が多いようである。

なお，中切坑の奥では外観やゝ新鮮な斜長流紋岩が分布するが，鏡下では著しい絹雲母化作用が観察される。

第2坑は中郷坑の下部約 30 m の地並で，幾分の湾曲を示して連続する鉱脈を鏈押しした坑道である。この鉱脈は引立付近では N 5°E，E に約 65° 傾斜するもので，脈幅普通 2～3 cm，最大 40 cm 程度である。鉱石は黄鉄

鉱を主としやゝ石英に富む。この石英には部分的に晶洞がみられ，本鉱山の各鉱脈のうち，もつとも石英が多い。

通洞坑は第2坑の下部約15 m の地並で，約30 m 掘進された立入坑道である。坑内には3個の鉱脈がみられ，いずれも脈幅3 cm 程度の劣勢な鉱脈で，黄鉄鉱を主とする。

6.3 黒鉱式鉱床との関係

本鉱山の鉱床は以上のように浅熱水性鉱脈型鉱床で，閃亜鉛鉱・方鉛鉱等は全く認められない。

山陰地方の黒鉱式鉱床は流紋岩質凝灰岩を母岩とし，この上位の黒色頁岩を帽岩として胚胎するが，この上部にときに鉱脈型鉱床を伴い，さらにその上端では金・銀を含有することがある。注目すべきことは，本鉱山の鉱床がこの黒鉱式鉱床の上部にときに賦存する鉱脈型鉱床に酷似するので，さらに下部に黒鉱式鉱床の潜在の可能性が考えられる。地質の項で述べた流紋岩質凝灰岩の北縁にはやゝ頁岩質の岩石がみられるが，この頁岩質岩石は地質的にみて黒鉱式鉱床の帽岩をなす黒色頁岩と同一層序のものと考えられる。

7. 結　語

本鉱山の鉱床は第三紀中新統に属する流紋岩質凝灰岩中の裂かに沿つて発達する浅熱水性鉱脈型鉱床で，ときに少量の石英を伴う黄鉄鉱および黄銅鉱からなり，酸化帯には斑銅鉱・藍銅鉱・黒銅鉱等の二次鉱物を産し，閃亜鉛鉱・方鉛鉱を欠く。

鉱脈は NS～N 20°W 系および N 40～60°E 系の2方向に数多く生成されているが，概して小規模であり，銅品位も一部の富鉱部を除けば必ずしも良好とはいえない。これは当地区とくに上部鉱床の作用が弱く，かつ分散的であつたためと推定される。しかし下部に黒鉱式鉱床の潜在の可能性があり，当地区の鉱床は潜在を予想される黒鉱式鉱床の上縁の鉱脈型鉱床である可能性がある。このように本鉱山の鉱床は下部ほど鉱況が好転すると考えられるので，今後は上部鉱床の下方の探鉱，さらにとくに下部鉱床の立坑の取明けを早急に行なつて鏑先の採掘を行ないつつ，周辺，さらにその下部の探鉱を行なうことが望ましい。

（昭和32年2月調査）

561：551．782．1（521．15）

山形県小国植物化石層についての新知見

徳永重元*

山形県の南西部にあたる西置賜郡小国町（米坂線ほゞ中央）地内には，かねてから小国植物化石層といわれる地層の分布が知られている。とくに裏日本における中新世中期の植物化石群を産する地層として重要視されていた。

その地層については，1931年森田日子次[1]によつて初めて詳細が明らかにされたが，その層位は古生層またはこれを貫く花崗岩を基盤として堆積した第三系の中部にあたり，含まれている植物化石の内容からは温暖性の気候環境が推定された。

森田により発見された植物化石のうちおもなものは下のようである。

多産するもの
Salix viminalis Linne
Castanea kubinyi Kov.
Castanea ungeri Heer
Castanea vulgaris Lam.
Quercus glauca Thunb.
Quercus glandulifera Bl.

特徴あるもの
Cinnamomum oguniense Morita
Cinnamomum miocenum Morita
Smilax trinervis Morita
Smilax minor Morita

筆者は昭和35年8月から9月にかけて同地域一帯の地質調査を行なつたおり，これら植物化石の産地をも層序的に検討する機会をえた。その結果従来知られていた植物化石産地はすべて小国盆地西縁を流れる荒川の西岸にそう地域と，南部の横川南岸にそう地域の“小国層”上部に含まれることを認めた。これらの化石を含む地層は凝灰質頁岩と粗粒砂岩，一部細礫岩からなつている。

ところが今回の調査によつて，その化石層の下位300～400mのところに，さらに別の1化石層が存在することが明らかとなつた。

その層は調査地域のほゞ中央部に当る山形・新潟両県境付近山地頂部の標高500～700mの所に緩く東傾斜を示し分布している。

層序的にみれば次のようである。

塊状砂岩
砂岩・細礫岩・頁岩互層‥‥小国植物化石群を含む
堅い砂岩・頁岩互層
細礫岩層
砂質頁岩層（冲庭頁岩層）‥‥下位の植物化石層（冲庭植物化石群）を含む
礫岩層（赤柴礫岩層）
粗粒砂岩層（越戸砂岩層）

古生層または花崗岩（基盤岩）

下位植物化石層（冲庭植物化石群を含む）の分布範囲で現在までに確認できた化石産地は，小国町冲庭神社北・入山一蕨峠間など5カ所であるが，さらに調査がすすむにつれ化石産地は著しく増す見込がある。前記の産地もすべて従来知られていなかつたもので，これらを新たに冲庭植物化石層と命名した。

冲庭植物化石群のうち現在までにその属種を明らかにしえたのは以下のものである。

Metasequoia japonica (Endo)
Metasequoia miocenica T. et O, ?
Cunninghamia sp.
Carpinus miocenica Tanai
Castanea Ungeri Heer
Cyclobalanopsis sp.
Quercus variabilis Blume
Zelkova Ungeri (Ett.)
Liquidamber formosana Hance
Acer sp. (samara)
Smilax minor Morita

これらは“台島型”植物化石群を示すものであるが，これを小国植物化石群と比較してみると両者に共通する点は，*Smilax minor*, *Smilax trinervis* *Castanea*, *Quercus* など多くみられること，であるが冲庭には *Myrica Naumanni* が著しく多産し，また *Liquidambar formosana* もみられる。

その他 *Quercus* の類にも小国産以外のものもありAcez の Samara も産するので研究がすゝむにつれ両者の植物群の構成上の差が現れる予測がこい。また従来の小国植物化石層中からは化石葉とともに貝化石（*Venericardia* sp.）も産し半鹹半淡の堆積環境を示している。

冲庭植物化石群はまた新潟県津川付近の観音沢植物化石群ともその内容がほゞ一致すると考えられる。

以上冲庭植物化石群の発見とその内容について略記したが，35年度中にはこの地域一帯にさらに詳しい調査が行なわれる計画があり，新潟県岩船郡関川村方面におけるこの層の分布も明らかになる予定なので，その結果はまとめて近く報告する。

（昭和35年10月13日）

文献

1）森田日子次：On the new species of genera Cinnamomum and Smilax from the Miocene deposits of Oguni-Machi, Uzen Province Japan, 地質学地理学輯報, Vol. 9, No. 1～2, 1931

* 燃料部

553.43+553.446(521.52) : 550.85

長野県魚野川上流地域の銅・亜鉛・硫化鉄鉱露頭の概査

小林　勇*　菊池　徹**

要　旨

1)　長野県下水内郡栄村字切明，魚野川上流地域の鉱床露頭の概査を，昭和34年7月16日～17日に行なつた。

2)　地質は，石英閃緑岩を基盤とし，その上に凝灰岩・角礫凝灰岩・凝灰質（または礫岩質）砂岩および，安山岩質熔岩，さらに玄武岩質安山岩が覆つており；ときに塩基性岩脈の貫入をみる。これらはいずれも新第三紀中期ないし後期に属するものと判断する。

3)　対象となつた露頭は4カ所，そのうち，第3露頭と呼んだもののみ，亜鉛に富み，他は単に硫化鉄鉱の鉱脈および鉱染のみである。

4)　第3露頭の鉱脈（走向ほゞ NS，傾斜不明，幅約20 cm）の平均品位は，Zn 38.49 %，Cu 4.82 %を示した

5)　今後，この第3露頭を中心に探鉱することによつて，新しい鉱床を発見する可能性がある。

1. 緒　言

長野県下水内郡栄村字切明，魚野川上流地域にある鉱床露頭の概査を，昭和34年7月16日および17日の2日間行なつた。

現地への交通路としては，飯山線森宮野原駅下車，バスにより大割野を経て見玉まで約15 km，それより南，約20余 km は，徒歩または トラックに便乗することができるだけである。魚野川およびその支流の雑魚川の合流点切明には，東京電力切明発電所があり，また，それより約6 km 上流の渋沢合流点には，同発電所渋沢取入口がある

概査の対象となつた鉱床露頭は，切明発電所と，渋沢取入口との間，魚野川の川床に沿つた地域に露出するものである。（5万分の1地形図岩菅山）

鉱区番号　東鉱試27年882号

鉱種名　金・銀・銅・鉛・亜鉛・硫化鉱

鉱業権者　長野県上水内郡七二会村丁 2006
　　山口本治

* 企画課
** 地質調査所

2. 地形および地質

調査地付近の地形はきわめて嶮峻で，東側は佐武流山（2,192 m），西側は烏帽子岳（2,230 m）が屹立し，その間を縫つて渓谷が侵入している。切明は標高860 m，渋沢取入口は1,200 m で，ともに深い谷間にある。両者

第1図　位置交通図

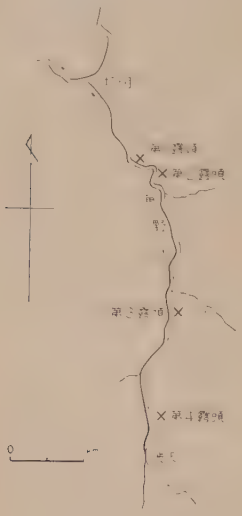
の間の奥野川は渋沢ダムの建設前には，激流となつていた所で，当時は容易に川床に立入ることはできなかつたと思われるが，現在は川床を歩くことができる

調査地の地質は石英閃緑岩が基盤をなし，その上に凝灰岩・角礫凝灰岩・凝灰質（ときに礫岩質）砂岩およびそれらに挟まれる安山岩質熔岩などが乗つており，最上部には玄武岩質安山岩が覆つている。そのほかときに塩基性岩脈の貫入をみることがある。これらはいずれも新第三紀中期ないし後期の火山活動に属すものと判断され

心[1]。

3. 鉱　床

調査の対象となつた鉱床露頭は4カ所であり，これらを北からそれぞれ第1，第2，第3および第4露頭と呼ぶ。いずれも川床に現われた硫化鉄鉱を主とする露頭でときに黄銅鉱・閃亜鉛鉱を伴つているのがみられる。



第2図 露頭位置図

第1露頭

ほゞ西流する魚野川の北岸にあり，幅約30mにわたつて大きく〝やけ〟ている。母岩は石英閃緑岩と思われるが，珪化作用の著しい部分では判別のできないことがある。露頭は硫化鉄鉱の鉱染が著しく，その西端に幅約1m(N 30°E, 70°NW) の硫化鉄鉱鉱脈がみられ，僅かに黄銅鉱を含んでいる。各露頭の平均品位は第1表のとおりである。

第2露頭

ほゞ北流する魚野川の東岸にあり，幅約20mにわたつて〝やけ〟ており，硫化鉄鉱の鉱染状況は全般的に第1露頭よりも優勢で，石英脈(幅約30cm)を伴つている。

第3露頭

4カ所の露頭のうち，最も有望と思われるものである。塩基性岩脈が珪化作用を受けた頁岩を，走向ほゞN 30° Eに貫き，鉱脈は境界付近に胚胎する。また北流する魚野川が，大きく西方に方向を変える付近の北岸にみられる鉱脈(走向ほゞNS，傾斜不明，幅約20cm)には閃亜鉛鉱が多く含まれ，僅かに黄銅鉱がみられる。

第4露頭

ほゞ北流する魚野川の両岸には，幅約40mにわたつて大きく〝やけ〟ている。母岩は集塊岩質ならびに凝灰岩質のものと思われる。露頭部は主として硫化鉄鉱の鉱染のみで鉱脈はみられない。

第 1 表

	S (%)	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	備　考
第1露頭	25.70	0.38	0.00	0.38	1m硫化鉄鉱脈の平均試料
第2露頭	25.93	0.33	0.01	0.38	細脈状富鉱部
第2露頭	15.80	0.26	0.03	0.57	細脈状富鉱部
第3露頭	13.38	0.08	0.00	0.19	脈幅15cmの石英脈の平均試料
第3露頭	24.72	4.82	0.01	38.49	亜鉛鉱脈の平均試料

分析：永井　茂

現地調査で採集した試料を分析したところ第1表のような結果を得た。

4. 結　言

分析値から判断すると第3露頭の一部に亜鉛に富んだ鉱脈が発見されているのみで，他はほとんど硫化鉄鉱のみからなる。まだ稼行されていない鉱床の存在を期待することができるので，この亜鉛鉱脈を中心とし，今後さらにその幅，延長などについて調査を進めることが望ましい。

(昭和34年7月調査)

文　献

1) 地質調査所：5万分の1地質図幅，須坂，太田良平，片田正人調査，1955
2) 地質調査所：5万分の1地質図幅，草津，太田良平調査，1957

553.311(521.21) : 550.85

茨城県赤塚村付近砂鉄鉱床

宮本弘道　江見正民

茨城県東茨城郡赤塚村付近の砂鉄層は，古期段丘堆積層中に胚胎し，おもな露頭は4カ所にあり，そのうち第3露頭が鉱況最も優勢で，平均品位 Fe 15％，TiO_2 2％と見込み，5,000 t の鉱量が予想され，その他のものは規模がきわめて小さい。本地区の砂鉄層については今後開発が進んでも著しい鉱量の増加は期待し難い。（詳細は「未利用鉄資源」第3輯を参照されたい。）

553.311(521.11) : 550.85+550.822

青森県天満林砂鉄鉱床の試錐について

宮本弘道　伊藤吉助　中川忠夫

青森県天満鉱山の主要砂鉄層に試錐を行なつたものでその目的は既知の2つの砂鉄層の関係を知ることであつた。試錐の地点は周囲の地質から考慮して2点を選定し，それぞれ地表から59～78.5 m の間，60.5～77 m の間に厚さ1～2.5 m の砂鉄層が確かめられた。しかし本層は一般に緩傾斜を示し，既知鉱床の急傾斜を示すものとは鉱石の品位のうえでも差異を示し，平均品位 Fe 25％ TiO_2 4％と見込んで270万 t が予想された。砂鉄層はさらに南方に延びる可能性があるから，今後この方面の探鉱に努める必要がある。（詳細は「未利用鉄資源」第1輯を参照されたい。）

553.317(521.11) : 550.85

青森県大畑地区砂鉄鉱床

丸山修司　高橋兵一

青森県下北半島大畑地区に賦存する砂鉄層について相互の堆積関係，とくに二枚橋南方台地の砂鉄層の賦存状況を知ることに重点をおいた。

砂鉄層は (iv)砂岩層，(vi)燧岳前期角礫凝灰岩層および(viii)海岸段丘堆積層中に胚胎し，このうち(viii) のものが最も規模が大きく，走向方向約180 m，傾斜方向20～30 m，厚さ3 m 内外に達するレンズ状のものがある。

鉱石は主として磁鉄鉱および赤鉄鉱からなり，チタン鉄鉱はきわめて微量含まれる。

調査当時は，東北砂鉄鋼業および三倉鉱業が (viii) 海岸段丘堆積層中の砂鉄層を採掘し，砂鉄精鉱月平均1,500 t を出鉱していた。（詳細は「未利用鉄資源」第2輯を参照されたい。）

553.661(521.82) : 550.85

島根県蔵木鉱山および周辺地区地質鉱床について

山田正春

本地域には，石英斑岩と古生層との接触部付近に胚胎する接触交代鉱床と，前記岩石の割れ目を充塡する鉱脈型鉱床とがある。

鉱脈型鉱床は，高根鉱山を除けばおよそむね劣勢であり，接触交代鉱床は蔵木鉱山を除けば多くは期待できなかつた。高根鉱山については鉱体の落しの方向の探鉱が，また蔵木鉱山については地質構造とくに石灰石構造に注意する必要がある。（詳細は「未利用鉄資源」第3輯を参照されたい。）

553.435(521.73)：550.85

京都府河守鉱山について

武市敏雄

河守鉱山は京都府加佐郡大江町河守上，千丈ケ原付近に位置する。

地質は古生層粘板岩・砂岩と，これらを貫く黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩・橄欖岩および蛇紋岩とからなる。

この鉱山の鉱床は橄欖岩を起源とする東西に延びる蛇紋岩の帯状地帯に不規則に生成された裂か充塡含銅磁硫鉄鉱鉱脈に属し，複雑な網状を呈する。鉱脈は現在走向延長800 m，傾斜延長300 m がみられ，下底部においても脈勢はなお好況を示し，鏈幅は薄いが銀・銅鉱として品位が良好である。母岩ならびにその変質作用の受け方の差により次の4種に分けることができる。

(1) 母岩が橄欖岩であるとき
(2) 母岩が蛇紋岩であるとき
(3) 蛇紋岩が珪化作用をうけているとき
(4) 蛇紋岩が著しく珪化作用をうけているとき

それぞれによつて鉱脈に優劣の差がある。鉱石は黄銅鉱・磁硫鉄鉱を主とし，黄鉄鉱・閃亜鉛鉱を伴う。

鉱石の見掛け品位は銅5～15％で，鉱山側の分析結果によれば硫黄28～30％，銀平均90～100 g/t である。

今後に残された問題は選鉱であつて，銅鉱と磁硫鉄鉱の分離にある。（昭和29年6月調査）

資　料

552.5 : 550.42

堆積岩中における分散元素の分布*

S. M. Kamchenkov
小西善治訳

堆積岩の地球化学の重要課題の一つは，堆積岩における元素の分布と濃集との法則性を研究することにある。この研究は，一方では堆積・濃集の地球化学的合法則を明らかにし，油田地帯の岩石の minor element の結合状態を知ることを目的とするとともに，他方では地質層序の対比を目的とするものである。

堆積岩中における元素の分布の量的研究はこんにちに至るまで，充分に行なわれていない，したがつて求められた結果は，地球化学的にも，きわめて興味がある。本研究の対象には，全ソの油田地帯がほとんどすべて含まれている。

本論文では，石油の成因問題および石油鉱床の生成問題と結び付けた層位学的研究が最も進んでいる若干の地域，例えばヴルガ-ウラル油田地帯，Embeh 油田，および北東カフカズ油田に限つた。研究対象には，デボン紀から第三紀にわたる堆積物がとりあげられた。研究試料には，各地域のコーアサンプルを利用した。岩石は，砂岩・シルト岩・粘土質シルト岩・粘土・泥灰岩・炭酸塩質岩・硫酸塩質岩石である。

元素の決定はスペクトル分析によつた。平均試料として取られた試料中から 20 mg をとり定量分析を行なつた試料は，炭素電極をもつ直流電流の電弧で完全に焼いた，標準試料としては，陸成岩石に対しては，SiO_2 基質，炭酸塩岩石に対しては $CaCO_3$，塩に対しては NaCl の人工混合物を使用した。さらにチエックを行なうために，化学的方法によつて決定された岩石試料をも利用した。スペクトル分析値と化学的分析値を比較すると，±5～10％までの誤差範囲で一致し，大きな変動を示すことはほとんどなかつた。

元素の分布は，Sr, Ba, V, Cr, Mn, Ni, Cu に限つた。本研究の試料は，あらかじめ地質学者および岩石学者によつて岩石学的組成が決定されていた。研究対象の岩石としては，砂・砂岩・シルト岩・粘土・泥灰岩・石灰岩およびまれに出会する白雲石・硬石膏・岩塩・カリ塩である。しかしこの種の岩石類では，対象地域の岩石および層序を完全に代表するものではない。これは一方ではコーアデータを欠くためと，他方では2，3の層序の岩石類を欠くためである。

対象地域ならびに層準を完全に代表するものと考えられる岩石類は，粘土および炭酸塩岩石類――石灰岩・白雲石およびその変種，ときには硬石膏――である，次に精度は劣るが地域を代表するものと考えられる岩石類は，炭酸塩，陸成岩石類，すなわち粘土質石灰岩・白雲石・泥灰岩・砂岩・シルト岩・硫酸塩岩石類および岩塩である。したがつてこゝであげられた典型岩石類によつて求められたデータは，全体として対象地域を完全に特色付けるものとはいいえられない，しかし堆積岩の文献では，この種元素に対する報告は，きわめて少なくないので，有益であろう。

砂および砂岩

この地域の古期，新期の堆積岩中では，砂および砂岩は，比較的僅か分布している。この種岩石類は，周知のように，石油の集積岩である。

---

* С. М. Камченков: Распределение в осадочных породах рассеянных элементов, Геохимический сборник, No. 5, p. 73～91, 1958

砂岩は、大海盆地域の頻海地帯および陸地盆地地域（湖岸およびデルタ地帯）に分布している。砂岩および砂は，90％以下の SiO_2，5％以下の Al_2O_3，それ以上の $CaCO_3$ を含有している。さらにこの種岩石類には，少量の Mg, Na, K, Fe, Ti および重成分鉱物の組成中に含まれている他の元素の僅かな混合物を含有している。

砂の平均化学的成分は第1表のようである。

第1表　砂の化学的組成(%)

	SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3 + FeO$	TiO_2	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	SO_3
クラークメンソンの砂の平均組成	78.63	4.77	1.37	0.25	1.16	5.50	0.45	1.31	5.03	0.07
ヴィノグラドフおよびローノフによる Russkii Plate-forme 産砂の平均組成	70.00	8.22	4.53	0.58	1.89	4.25	0.58	2.06	3.87	0.69

第1表から明らかなように，Russkii Plate-forme の砂は，粘土に特徴的な元素（Al, Fe, Ti, K）に著しく富んでいる。Russkii Plate-forme 産の砂岩とクラーク係数による砂岩の平均組成差は，次の事実によつて説明できる。すなわちこの地域では，砂岩は，多くの場合，海盆地域の頻海地帯に堆積したが，同時に粘土質物質の沈殿によつて阻止され，そのために，比較的迅速に埋伏されて機械化的分級作用を著しく受けなかつたか，あるいは再沈積が行なわれなかつたことが考えられる。この仮定は，ヴルガ-ウラルの古生代砂・砂岩および Embena トルクメン・北東部カフカズの中生代，新生代の砂・砂岩中の僅少元素の分布状態で確証される。

第2表には，砂岩中における Sr, Ba, V, Cr, Mn, Ni, Cu の分布状態が示されてある。

第2表　砂岩中における僅少元素の平均含有量（%）

地域名	時代別地層	試料数	Sr	Ba	V	Cr	Mn	Ni	Cu
ヴルガ-ウラル地域	バプリアン累層	13	0.013	0.078	0.01	0.01	0.06	0.0045	0.0025
〃	ジイヴェトスキー階	11	—	—	—	—	tr.	—	tr.
〃	フランスキー階	16	—	—	0.0012	0.0026	0.0036	0.0007	0.0015
〃	デボン系	40	0.0043	0.026	0.0037	0.0042	0.021	0.0017	0.0013
Embena	石炭系	8	0.052	0.03	0.0055	0.002	0.043	0.004	0.0035
〃	下部2累系	2	0.105	0.025	0.0025	0.008	0.015	tr.	0.001
〃	二畳・三畳系	2	0.03	0.030	0.005	tr.	0.10	0.0065	0.0025
〃	ジュラ系	16	0.052	0.10	0.0044	0.0095	0.16	0.001	0.0023
〃	下部白堊系	7	0.047	0.12	0.005	0.006	0.107	0.0005	0.0007
北東カフカズ	〃	4	0.095	0.033	0.004	0.0034	0.035	—	0.002
2地域の平均	〃	11	0.071	0.076	0.0045	0.0047	0.071	0.0002	0.0013
北東部カフカズ	第三系	15	0.015	0.024	0.005	0.010	0.012	0.002	0.0025
トルクメン	〃	134	0.063	0.061	0.006	0.0035	0.026	0.0048	0.0015
2地域の平均成分	〃	149	0.039	0.042	0.0054	0.0067	0.019	0.0034	0.002
地層系の平均		227	0.043	0.047	0.0044	0.0048	0.058	0.0024	0.002

ヴルガ-ウラル地域では，砂および砂岩は，デボン紀の堆積物中に最大分布を示している。

Embena 地域に発達する下部石炭系・二畳系・ジュラ系・下部白堊系の砂岩は，上述の僅少元素をすべて含有している。例外をなすのは，コングウル砂岩で，多量のストロンチウム（0.15 %）を含んでいるが，他の元素は，欠失しているか，または痕跡の型で含まれている。

砂岩中のストロンチウムの含有量は，平均0.0516％である。砂岩中におけるバリウムの分布は，ストロンチウムと同様不規則である。最大の変動を示すのは，二畳系およびジュラ系である。砂岩中におけるバリウムの平均含有量は，0.047％である。ストロンチウムとバリウムとの比は，0.16から4.2であつて，平均0.9である。ある種の層準から採取された試料中で，Ba に比較して Sr がしばしば多いのは，炭酸塩質層準の砂岩（二畳系・白堊系）中にストロンチウムが濃集しているためである。

鉄族元素中で砂岩中における濃集度の高い元素は，マンガンである。マンガンの含有量は，痕跡から0.3％にわたる変動を示す。マンガンの含有量の最大の砂岩は，ジュラ紀および白堊紀の砂岩である。この種砂岩は規則通りに方解石に富んでいる。陸成炭酸塩岩石中では，マンガンは，方解石とともに濃集していることが最も多い。このような現象の原因については，あとで述べる。

残余の元素（V, Cr, Ni, Cu）の分布については，層準ごとに変動する。しかし，一般的には，その含有量は，全層序の砂岩に対する平均濃集度に近づく。例外は，ジベトウスク層の砂岩および下部二畳系の1試料であつて，この種の元素をほとんど完全に欠失している。V : Cr の比は，0.3から2.7までの変動を示す（平均1.8である）。Mn : Cr は1.4から40.0まで変動し，平均12.0である Ni は0.3から5.0，平均0.8の変動を示す。係数の極大変動限界は Mn : Cr および Cu : Ni の比にみられる。Mn および Cu 元素は，V, Cr, Ni 元素に比較して二次変質帯および水溶液中では最大の移動能力をもつている。したがつてこの種元素類は，比較的易動度の低い元素（V, Cr, Ni）に比較して，大きな〝ばらつき〟を示す。

シルト岩

シルト岩は，砂岩と同様に，頻海地帯，内陸の淡水盆地，デルタ地帯に主として堆積されたものであるが，堆積の場は，砂岩に比較して海盆の中央地帯に若干前進している。シルト岩は砂岩に比較して堆積岩中では一層広範域に分布している。この種型の岩石類には，沈積物の化学的分化過程で富化された粘土質鉱物や，火成岩の破片が認められる。粘土に移行する岩石類は，粘土質シルト岩である。シルト岩の主要部分は，アルミナ珪酸塩であつて，SiO_2 の含有量は70～80％に達する。

シルト岩には，25％以下の長石およびその他のさまざまな岩石類を含んでいる。シルト岩はデボン系・上部二畳系・二畳三畳系，ジュラ系，第三系中に広く分布している。

シルト岩および粘土質シルト岩における僅少元素の分布は，第3表および第4表にかゝげられてある。

調査対象にとりあげられた層準のシルト岩中には，すべて僅少元素を含んでいる。

デボン系のシルト岩中の元素の含有量は，砂岩中における元素の分布状態に類似している。

石炭系中から採取した1試料は，僅少元素の含有量が著しく低い。

二畳系・二畳三畳系・ジュラ系・下部白堊系産のシルト岩は，Embena 地域の堆積物を代表している。下部白堊系および第三系産のシルト岩は，北東部カフカズのものによつた。

白堊・新生代の僅少元素の含有量は，デボン系よりもはるかに高い。Embena 地域産のシルト岩の鉄族僅少元素の含有量の高いのは，Russkii Plate-forme 地域よりも，一層塩基組成の火成岩が含まれているためである。

Sr : Ba 比は0.24から1.4まで変動を示し，平均0.7である。こゝでは，Ba は多くの層準において Sr に卓越している。Mn : Cr は，砂岩よりも著しく低い。これは，シルト岩が pH の低い頻海地帯に主として集積したことを示している。例外は，マンガンに富むジュラ系および二畳三畳系産シルト岩である。

粘土質シルト岩中のクロムおよびマンガンの平均含有量は，シルト岩より若干低い。Cr に対する V の相対的濃集度は，カフカズ産の粘土質シルト岩――こゝで不変である――を除けば，

第3表 シルト岩中における僅少元素の平均含有量 (%)

地 域	時代別地層	試料数	Sr	Ba	V	Cr	Mn	Ni	Cu
ヴルガ-ウラル地域	パブリアン層	19	0.026	0.11	0.0075	0.007	0.051	0.0075	0.0012
〃 〃	ジイヴェトスキー階	10	0.025	0.018	0.003	0.002	0.035	0.0017	0.0009
〃 〃	フランスキー階	26	0.008	0.009	0.002	0.004	0.047	0.0021	0.0017
〃 〃	デボン系	55	0.020	0.046	0.0041	0.0043	0.044	0.0038	0.0013
〃 〃	中部石炭系	1	0.01	0.01	—	—	0.03	—	0.001
Embena	コングルスキー階	2	0.18	0.18	0.0085	0.024	0.07	0.013	0.003
ヴルガ-ウラル	ウフイムスカヤ累層	3	0.072	0.052	0.01	0.016	0.033	0.007	0.003
両地域の平均	二 畳 系	5	0.126	0.116	0.0092	0.02	0.051	0.01	0.003
Embena	二畳三畳系	4	0.037	0.03	0.007	0.016	0.125	0.007	0.0045
〃	ジュラ系	5	0.086	0.12	0.014	0.0135	0.165	0.002	0.0075
〃	下部白亜系	3	0.05	0.15	0.022	0.02	0.057	tr.	0.0057
北東部カフカズ	〃	13	0.13	0.19	0.006	0.017	0.035	0.0053	0.002
2地域の平均	〃	16	0.09	0.17	0.014	0.0185	0.046	0.0028	0.0038
東北部カフカズ	第 三 系	20	0.016	0.037	0.013	0.014	0.036	0.0038	0.005
地層系の平均		106	0.063	0.088	0.010	0.014	0.08	0.005	0.0035

第4表 粘土質シルト岩中における僅少元素の含有量 (%)

地 域 名	時代別地層	試料数	Sr	Ba	V	Cr	Mn	Ni	Cu
ヴルガ-ウラル	シヴェトスキー層	6	0.042	0.04	0.012	0.010	0.047	0.007	0.0043
〃	フランスキー	11	0.026	0.10	0.0067	0.0063	0.030	0.0037	0.003
〃	デボン系	17	0.034	0.07	0.0093	0.008	0.038	0.0053	0.0036
Embena	下部二畳系	6	0.04	0.02	0.0055	0.006	0.038	0.005	0.0045
〃	二畳三畳系	3	+	+	0.014	0.02	0.03	0.016	0.005
〃	ジュラ系	12	0.043	0.09	0.017	0.011	0.07	0.0057	0.0032
〃	下部白亜系	22	0.07	0.18	0.012	0.009	0.06	0.008	0.0033
北東部カフカズ	〃	13	0.13	0.19	0.006	0.017	0.035	0.0053	0.002
2地域の平均	〃	35	0.10	0.185	0.009	0.013	0.047	0.0066	0.0026
地層系の平均		73	0.059	0.115	0.011	0.0116	0.045	0.0077	0.0038

あらゆる層準において増大を示す。Mn : Cr および Cu : Ni 比は，シルト岩および砂岩に比較して減少する。

粘 土

粘土類は，ヴルガ-ウラル地域の古生層，Embena 地域の中生層およびトルクメンと北東部カフカズ地域の第三紀層に広く分布している。この種堆積物については，600 以上の sample が研究された。粘土質岩石類は，二畳系および白亜系中では分布度が劣る。粘土類は，主として海成堆積物であるが，内陸の淡水盆地デルタおよび風化皮殻中でも出会する。

鉱物学的組成は，きわめて複雑である。その中には，高陵石・水雲母・モンモリロン石その他を含む。粒径 0.001 mm 以下のものが粘土中の 50 %以上を占めている。粘土中の SiO_2 の含有量は 50 %以下であつて，平均化学的組成は，第5表のようである。

第5表からみられるように，Russkii Plate-forme の粘土は，CaO の含量が高く，Na_2O の含量が低い点でアメリカおよび欧州の粘土組成と異なつている。すなわちこの地域の粘土

第5表　粘土の化学的組成

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3+FeO	TiO_2	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	SO_3
クラークによる粘土の平均化学的組成	58.10	15.40	6.47	0.65	2.44	3.11	1.30	3.24	2.63	0.64
ヴィグラドフおよびローノフによる Russkii Plate-forme の平均組成	50.65	15.10	6.47	0.78	3.31	7.19	0.81	3.49	6.10	0.63

は，炭酸塩質であつて，Al および Fe の含量は，アメリカ産粘土と異ならないが，チタンの含量は，若干高い。このような一般的元素の分布は，Russkii Plate-forme 産粘土が塩基質岩石類——鉄族の他種元素を多量に含んでいる——で富化されたことを示している。Russkii Plate-forme 粘土の Ni および Co の含有量に関するデータによれば，Ni は平均0.0022％，Co，0.0011％であつて，塩基性岩石類は酸性岩石類よりも Ni, Co を多量に含むという仮設と矛盾している。ヴィノグラドフによれば，粘土中のこの種元素の分布は，Ni では0.0095％，コバルトでは0.0028％である。

Russkii Plate-forme 地域以外のヴルガ-ウラル地域・トルクメン・北東部カフカズ地域の僅少元素の分布は第6表(印刷省略)にかゝげられてある。

調査地域の粘土中のストロンチウム含量が若干高いのは，ヴィノグラドフが指摘しているように方解石に富む粘土がその組成中に含まれているからである。第6表から明らかなように，二畳紀および白堊紀の粘土は，ストロンチウムの含量が高く，その層準(粘土層)の堆積物は，また，炭酸塩質物質の含量が最も高い。バリウムの含量は，クラーク係数値より若干低い。このことは，ストロンチウムおよびバリウムの移動径路が地表変成帯では異なつていることを考え合わせるならば，明らかとなる。バナジウムおよび銅の平均含有量は，粘土中のこの種元素のクラーク数とほとんど完全に一致している。クロム・ニッケル・マンガンの含量が若干低いのは，その地球化学的履歴と関連性があるようである。このことについては，後で述べる。

炭酸塩—陸成岩石類

この種岩石類には，粘土質石灰岩および泥灰岩を含み，粘土岩と炭酸塩質岩石との中間型の

第7表　陸成炭酸塩岩石中における僅少元素の平均含有量
(粘土質石灰岩および泥灰岩)(%)

地域名	時代別地層	試料数	Sr	Ba	V	Cr	Mn	Ni	Cu
ヴルガ-ウラル	フランスキー階	28	0.068	0.005	0.007	0.006	0.094	0.005	0.008
〃	石炭紀下部	14	0.09	0.02	tr.	0.004	0.03	0.002	0.0015
Embena	二畳系	39	1.12	0.009	0.006	0.0055	0.07	0.005	0.005
ヴルガ-ウラル	上部二畳系	21	0.07	0.05	0.0004	0.0003	0.05	0.0005	0.01
Embena	二畳三畳系	3	+	+	tr.	tr.	0.75	0.004	0.002
〃	上部ジュラ系	5	0.16	0.10	0.0004	0.0003	0.05	—	0.004
〃	上部白堊系	7	0.11	0.007	0.009	0.004	0.046	0.001	0.006
マングイシュラク	〃	118	0.11	0.0047	0.002	0.001	0.05	0.001	0.006
北東部カフカズ	下部白堊系	11	0.30	0.007	—	0.0027	0.043	—	0.0023
〃	第三系	12	0.042	0.016	0.004	0.0055	0.12	0.002	0.0064
マングイシュラク	〃	8	0.13	tr.	0.003	0.001	0.31	0.0023	0.0013
地質系の平均		266	0.20	0.028	0.0032	0.0037	0.15	0.0024	0.0037

岩石である。この種岩石は、ときには塩分の含有量の高い盆地地域に広く分布し，ときには炭酸塩質岩石と同時的に堆積して頻海地帯に広域に発達している。このような盆地地域で SO_4^{2-} の含有量が高いと，水域の頻海部分における Ba の沈殿を促進する。したがつてこの種岩石における Ba の含有量は著しく低下する。（第7表参照）

ストロンチウムは，生物源の方解石と共沈し，しばしば粘土物質に吸着されていることがある。ストロンチウムで飽和されている内陸水地域は、陸成炭酸塩岩石類が発達していたようである。これは，二畳系ならびにその他の層準におけるストロンチウムの含量より明らかである。すなわちこの種層準では主として炭酸塩質岩石の集積が行なわれている。Mn を除く、鉄族の僅少元素含有量は，炭酸塩の Dilute 作用によつて著しく低下している。反対にマンガンの含有量の高いのは、内陸水盆地の pH が著しく高く、そのために炭酸塩質岩石の化学的，生物源沈殿が行なわれたためである。Sr : Ba および Mn : Cr 比は，粘土岩類と比較すると若干高くなつている。V : Cr および Cu : Ni 比の計算値をみると，一方ではVおよび Cu がこの地帯で共沈し，他方では Cr が一層初期の時代に沈殿したことを示している。

炭酸塩質岩石（石灰岩・白雲石）

炭酸塩質岩石は、粘土岩と同様に堆積岩中に広く分布している。Renov の報告によると，炭酸塩質岩石の絶対量は，Russkii Plate-forme 全堆積岩量の約半数を占め，そのうち古生層中では60％、中生層・第三紀層中では約20％を占めている。Russkii Plate-forme の炭酸塩岩石および陸成岩石の分布には、周期的回帰性が認められる。すなわち地球上における造構造運動（カレドニヤ・ヘルシンキ・アルプス造山運動）と関連性をもつ陸成および炭酸塩岩石の交代がみられる。各造構運動の初期には、陸源岩石類が集積し，中期には炭酸塩質岩石，終期にはふたゝび角礫岩が卓越的役割を占め始める。大造山運動階梯間には、ストラハーフ輪廻と呼ばれる一層短い変動周期――Plate-forme 地域の海進，海退と関連性がある――が認められる。このような現象は、巨造構運動階梯の堆積物の集積においても同一の規則性が認められる。炭酸塩質岩石の平均化学的組成は，第8表に示されてある。

第8表　炭酸塩質岩石の化学的組成

	SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3 + FeO$	TiO_2	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	CO_2	SO_3
クラークメンソンによる平均組成	5.19	0.81	0.54	0.06	7.89	42.57	0.05	0.33	41.54	0.05
Russkii Plate-forme の炭酸塩質岩石	8.17	2.24	2.09		8.62	39.16			37.15	3.60

Russkii Plate-forme の炭酸塩質岩石は、第8表にみられるように，クラーク値による石灰岩より多量の元素――陸源混合物の特性となつている――を含んでいる。Russkii Plate-forme の炭酸塩質岩石中における僅少元素の含有量は，次のようである。Sr-0.0477％，Ba-0.0047％である。炭酸塩質岩石中における他の僅少元素は，V-0.0012％、Cr-無し、Mn-0.147％，Ni-0.0003％――17試料の平均値――である。

第9表（印刷省略）には、全地質系の543試料の平均分析値がかゝげられている。しかし全層準が相当完全に特色付けられているものではない。すなわちウラル-ヴルガ地域の古生代層は，一層完全に特色付けられているが，中生代・新生代層は，その程度（特色付）が劣る。

第10表（省略）には、硫酸塩質岩石（石膏、硬石膏）および岩塩中における僅少元素の分布がかゝげられてある。

ヴィノグラドフおよびその共同研究者は，Ca, Mg の時間的分布にみられる一定の傾向を確

認した。Ca の含有量は、炭酸塩質岩石では、古生層から第四紀層にかけて増加するが、Mg は減少する。堆積地帯におけるストロンチウムおよびバリウムの地球化学的履歴はさまざまである。海水中で沈殿するストロンチウムは、その中で Mg のように集積する。一般には、海水は、ストロンチウムで飽和されていない。しかし飽和状態になれば、ストロンチウムは、例えば、頻海地帯の干上つた閉瀉では、化学的分化法則に基づいて共沈する。

多くの堆積物――そのなかには公海堆積物を含む――では、ストロンチウムは、ある種のプランクトンおよびその他の有機物の骨格とともに沈殿する。ヴィノグラドフは、Russkii Plate-forme の炭酸塩質岩石中のストロンチウム含量が、デボン紀のファメニヤン階の地層、下部二畳系および第三紀層で高いことを確認している。ストロンチウムの分布に関する著者のデータも、この種元素が二畳紀前期および第三紀の炭酸塩質岩石および陸源炭酸塩質岩石中で著しく富化されていることを示している。さらに著者のデータによれば、ストロンチウムがジュラ紀後期および白亜紀の地層に濃集しているのが認められた。

上述の層位学的単位では、ストロンチウムの含量は、デボン紀のファメニヤン階および石炭紀の堆積物に比較して２～３倍増大している。さらにその含量は、Russkii Plate-forme の炭酸塩質岩石中の平均含量と比較しても高い。

ファメニヤン階から求められた単一試料の分析結果によれば、ストロンチウムはきわめて低いが、硬石膏はストロンチウムに富んでいる。石炭系のストロンチウムの平均含有量は、0.078 %であつて、ヴィノグラドフおよびその協力者の Russkii Plate-forme 地域の平均含量(0.0477 %) の約２倍である。しかし Russkii Plate-forme の各統、階の平均含量を計算すると、ストロンチウムの含量は 0.0623 %となり、著者の求めた値に近い。陸源炭酸塩岩石類のストロンチウム含量は一層高く、平均 0.2 %である。この種岩石類がストロンチウムで富化されているのは、頻海地帯の堆積物中では、生物源の経路によつてストロンチウムが著しく濃集するためである。さらに生物径路のストロンチウムの濃集度の高い地域は、温度が高く、したがつて生物活動の盛んな地域に認められる。

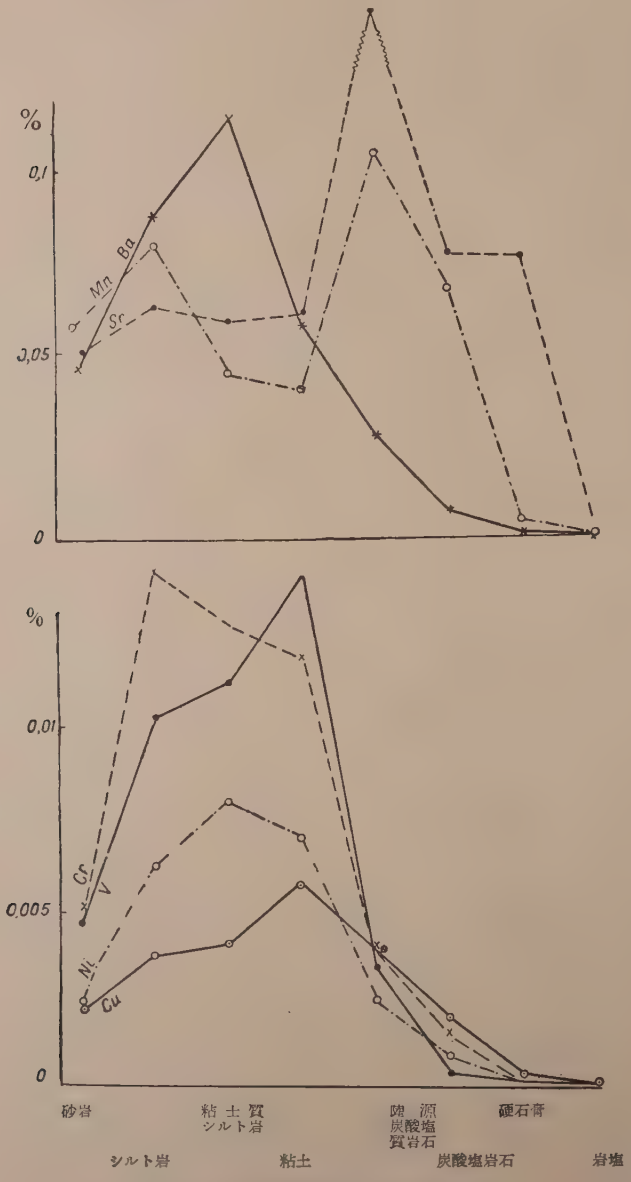
二畳紀前期の炭酸塩質岩石中におけるストロンチウムの濃集は、瀉の飽和溶解水から、$SrSO_4$ の化学的共沈過程で生じた。

炭酸塩質岩石中のバリウムの含有量は、0.0076 %であつて、Russkii Plate-forme の炭酸塩質岩石(0.0047 %)より著しく高い。バリウムの極大含量は、白亜紀および第三紀の炭酸塩質岩石中に認められる。炭酸塩質岩石中における Sr : Ba の比は、陸源炭酸塩質岩石中では 10, 粘土では 1.0, 0.7～0.8, 硬石膏および岩塩中では欠失している（第 10 表)。したがつて炭酸塩質岩石中のバリウムは、主として陸源混合物とともに沈殿することが考えられる。

炭酸塩質岩石の鉄族催少元素の含量は、マンガンを除けば、陸源岩石類に比較して著しく低い。この種元素の濃集度は、陸源炭酸塩質岩石中で増大し、炭酸塩質岩石およびとくに硫酸塩質岩石中では若干低下する。

バナジウムは、酸素に富む淡水中では易動状態にある。海成アルカリ水と接触すると、バナジウムは、非易動状態となり、迅速に沈殿する。したがつて炭酸塩質岩石類は、この種元素に乏しい。陸源炭酸塩質岩石（第７表参照）では、バナジウムにふたゝび出会する。しかし炭酸塩質岩石および硫酸塩質岩石中では、あらゆる層準を通じてほとんど欠失している。例外をなすものは、石炭紀後期の含炭層準の炭酸塩質岩石類である。こゝではバナジウムの含量は 0.006 %に達するが、粘土質岩石の含量の約½である。このような現象は、こゝではバナジウムが有機物質とともに濃集していることに起因するようである。さらにバナジウム富化は、粘土質石灰岩でも認められる。しかし純粋な石灰岩中では、バナジウムは明らかにされていない。Cr, Ni, Cu のような元素は、バナジウムよりも炭酸塩質岩石類中に多量に分布している。V, Cr, Ni の含量は、陸源炭酸塩質岩石、とくに純粋炭酸塩質および硫酸塩質堆積物へ移行すると著しく

低下する。しかしハロゲン質堆積物中では，この種の元素は，完全に欠失している。このような現象は，海水域に移行する場合に V,Cr,Ni の移動における真溶液の役割が著しく低下するか，あるいは完全に停止するためである。これから次のことが考えられる。すなわち海成化学的，生物源的堆積物では，この種元素は，陸源混合堆積物とのみ沈殿するか，あるいは粘土質部分および有機物質と収着状態で出現する。炭酸塩質岩石中におけるマンガンの分布は，バナジウム・クロム・ニッケルの分布と異なつている。炭酸塩質岩石中におけるマンガンの含量は，陸源岩石類と比較して低下しないばかりか，若干増大する。このような現象は，鉄族の他の元素に比較してマンガンの移動における真水の役割の増大によつて説明できるであろう。



第 1 図　主要岩石型に基づく元素の分布図

堆積岩中における元素分布の若干の規則性について

さまざまな地質年代——デボン紀から第三紀まで——の主要堆積岩型におけるストロンチウム・バリウム・バナジウム・クロム・マンガン・ニッケルおよび銅の研究結果によれば，岩石組成および地質年代によって左右される元素分布に若干の規則性が認められる。第11表（省略）には，岩石型に基づく上述元素の含量に関する平均データがかゝげられてある。上述の解析結果から明らかなように，各元素には，それぞれの特性をもつているから，個々別々に検討するのが合理的である。第1図には，明白にするために，岩石型による元素分布のグラフがかゝげられてある。

ストロンチウム　陸源岩石（砂岩・シルト岩・粘土）におけるストロンチウムの含量は比較的一定(0.057～0.06 %)である。しかし炭酸塩質岩および硫酸塩質岩へ移行すると，その含量は0.076～0.078 %に増加するが，粘土鉱物が混在する炭酸塩質岩石では0.20 %に増大する。ハロゲン岩石（カリ塩および岩塩）では，ストロンチウムは，痕跡形態でのみ出会する。このようなストロンチウムの分布原因は2,3考えられる。風化作用が行なわれると，ストロンチウムは，アルミナ珪酸塩鉱物およびその他の鉱物中に混合物の形態でしばしば残留するが，さらに風化作用が進行すると，陸源岩石とともに残留するか，ときには溶液に移行する。溶液中における Sr の地球化学的履歴は充分研究されている。淡水および海水は，ストロンチウムで飽和されていない。飽和するためには，塩の濃集が4～5倍増加することが必要である。このような場合はきわめてまれで，例えば頻海地帯の干上つた潟地帯にみられる。したがつて普通の海盆地域では，ストロンチウムの化学沈殿が発生しない。ストロンチウムは，このような堆積物では有機物体の生物源集積過程——死滅後富化される——において溶液から落ちることが考えられる。このようにして，陸源堆積物ならびに炭酸塩堆積物はストロンチウムによつて富化される。塩水からのストロンチウムの化学的沈殿は，白雲石の沈殿開始後直ちに起こり，石膏沈殿の初期階梯で完了する。これは，溶液中のハロゲン塩の沈殿時には，ストロンチウムは，第11表および第1図にみられるようにほとんど残らないからである。このようにして堆積岩におけるストロンチウムの濃集は，次の3径路によつて起こる。(1) 混合鉱物の型態で砕屑岩石類とともに沈殿するもの。(2) 有機体の遺骸から(生物源)濃集するもの。(3) 濃集水溶液から化学的沈殿するものである。

個々の盆地地域におけるこの種の因子の役割は多様である。頻海地帯では，濃集は，混合鉱物の型で砕屑物質中に存在するために起こるが，この地帯では，生物源濃集が行なわれる。石膏質堆積が進行している地帯では，生物源因子の役割は，低下するか増大する。砕屑物質で埋まつていない盆地地帯では，沈殿は，生物源径路のみによつて起こる。化学的共沈で大きな役割をもつものは，頻海地地帯の干上つた潟である。これらの因子のほかに，堆積，集積地帯のストロンチウムの一部は，粘土質物質およびコロイド粒子の吸着過程で出現する。

ストロンチウムの変化を，時間によつて，すなわち層準によつて追跡することは興味がある。2, 3, 4, 6, 7, 9表からみられるように，Sr の濃集度は，デボン紀から白堊紀・新生代にかけて増大する。さらにある一定の地質時代に極大値が認められる。このような極大値は，とくに二畳紀，中生代および第三紀を特色付けている。Russkii Plate-forme の炭酸塩質岩石に対するストロンチウムの時間変化は，すでにヴィノグラドフや，ローノフによつて確認されている。このデータは，われわれのデータときわめてよく一致している。

バリウム　岩石型に基づくバリウムの分布によれば，バリウムは，陸源岩石に主として集中し，バリウムの最大量は，粘土質シルト岩であつて，粘土および炭酸塩岩石では低下する。化学的沈殿物中では，バリウムはみられない。バリウムのこのような分布は，バリウムが淡水中では $BaCl_2$ の型で容易に移動するが，SO_4^{2-} イオンを含む水に出会する場合にだけ，難溶性化

合物($BaSO_4$)に移行し，共沈する。海水は，常に SO_4^{2-} の遊離イオンを含むから，頻海地帯で淡海水と気水とが混和し，バリウムの沈殿が起こるから，堆積地区のこのような地帯（砂質，シルト質堆積物）で沈殿する物質は，バリウムで富化される。したがつて粘土，とくに炭酸塩質岩石は，バリウムに著しく乏しく，化学的沈殿物は事実上バリウムをほとんど含んでいない。デボン紀から第三紀にわたつてバリウムの変化をみると，その濃集度には減少傾向が認められる。

砂質シルト岩のストロンチウムおよびバリウムは，地下水の影響下で二次的移動を行ない，比較的純粋な鉱物（$SrSO_4$, $BaSO_4$, Dragunov による）となつて二次的沈殿をする。地表変成帯では，バリウムおよびストロンチウムの地球化学的履歴は異なつているので，Sr : Ba は，不定で，常に変化する。陸源岩石類では，岩圏比の0.8に近いが，炭酸塩質岩石ではその値が大きくなり，7.0～9.6またはそれ以上になる。

地表変成帯では，鉄族僅少元素の地球化学的履歴は，主として原子価によつて決定される。すなわちその中で Ni, Cu の原子価は一定で，V, Cr, Mn は2価またはそれ以上である。

バナジウム　地表変成地帯では，この種元素は，3価または4価の形態の酸化ポテンシャル値に左右されて出会し，ときには硫黄との化合物（V_2S_5）の型でみられる。陰イオン$(VO_4)^{3-}$状の5価形態では，バナジウムは，易動性となり，淡水または少量のアルカリ水で容易に移動する。酸化ポテンシャルの低い地帯では落ち，V_2O_5 は，V_2O_3 に移行するが，有機物質に富む還元環境では，V_2O_5 となつて濃集する。バナジウムの極大濃集は，粘土質岩石類中でみられ，砂質シルト岩および炭酸塩質岩石へ移行する場合には，その含量は低下し，硬石膏および岩塩中では完全に欠失している。粘土のバナジウム富化は，粘土が他の岩石類と比較して収着力が高いのと，有機物質の含有量が高いためである。デボン紀から第三紀にわたるバナジウム含量の変化をみると，その濃集度の増加傾向が認められる。しかしきわめて複雑な含量を示すのは，過去の堆積盆地における酸化還元環境が不均一であることと，堆積地帯における有機物質量が多様であるためである。

クロム　地表変成地帯では，クロムは，3価または6価で出会する。6価クロムは，溶液中では易動性である。極大集積は，粘土・シルト岩石類に認められる。したがつてクロムは，砕屑物質と鉱物混合物の形態で堆積地帯に主として現われる。同時にクロムの易動形態は，炭酸塩岩石における分布が推定し得られるように広域移動能力をもつている。炭酸塩質岩石における V : Cr の比は0.08で，陸源岩石類中では0.7～1.3である。

ニッケル　火成岩が風化されると，ニッケルは in situ に風化殻および蛇紋岩中に集積する。同時にニッケルは，溶液(水)中では，非常に大きい移動能力をもつている。

堆積岩中におけるニッケルの主要源泉は，砕屑鉱物類である。ニッケルは，この種の砕屑鉱物は，イオン半径が近いので，Fe, Mg を置換して混合物の形態で存在する。ニッケルの含量は，粘土質シルト岩および粘土中では，極大を示し，砂質シルト岩および炭酸塩質岩石中ではその$^1/_2$～$^1/_3$に減少する。ニッケルは，アルカリ水ではバナジウムよりしばしば大きい移動能力をもつている。V : Ni の比は対応的に変化を示す。全体としてみると，3億万年のオーダの地質時間期では，ニッケルは，デボン紀から第三紀にかけてニッケルの含量の低下が認められる。

マンガン　堆積岩中におけるマンガンの分布状態は，鉄族の上述元素の分布と異なる挙動を示す。マンガンは，多原子価(2, 3, 4)をもつので，酸化ポテンシャルに左右されて非易動性形態から易動性形態に比較的容易に移行する。第11表および第1図からみられるように，マンガンの極大集積は，陸源炭酸塩岩石中に認められ，粘土中では，砂質シルト岩および炭酸塩質岩石よりも低いが，硫酸塩質岩石では，その含量は，著しく減少し，ハロゲン質岩石中では，ほとんど認められない。他の鉄族元素と比較して，炭酸塩質岩石中におけるマンガンの含有量が比較的高いのは，マンガンが淡水およびアルカリ水における移動能力が最大であることを示

すものである。マンガンは，pH≧9で白雲石と共沈するようである，デボン紀から第三紀にわたるマンガンの含量変化をみるとマンガンの濃集は，古生層に比較して，中生層中で増大する。

銅　岩石型による銅の含量変化はきわめて僅かである，銅の極大濃集は粘土類にみられ，砂質シルト岩および炭酸塩質岩石中では，銅は$1/2$～$1/3$に減少する。硬石膏中では，銅の含量は，きわめて僅かであつて，多くの試料中では認められない。ハロゲン質岩石中では，銅は例外を除いてはまた認められない。Cu : Cr および Cu : Ni の比をみれば，銅は Cr および Ni に比較して炭酸塩質岩石に比較的濃集する傾向がある，銅含量の時間変化をみると，デボン紀から第三紀にかけて著しい変動を示す。

僅少元素の分布にみられる上述の変化は，次の要因によつて解明される，(1) 物理・化学的性質および所与の堆積盆地を特色付ける環境条件と相関関係をもつ移動能力の多様性，(2) 母岩の組成，(3) 溶液(水)からの化学元素の(生物源)抽出強度および堆積物中における有機物遺体の保存度，(4) 所与の地域における造構現象，この種要因は，堆積層中における諸元素の集濃条件に多かれ少なかれ，影響を及ぼす。したがつて僅少元素の含量に関するデータは，地層の対比，鉱床探査，堆積岩の生成にみられるある種の地球化学的合法則性の解明およびその他の目的にそれぞれ利用できるであろう。

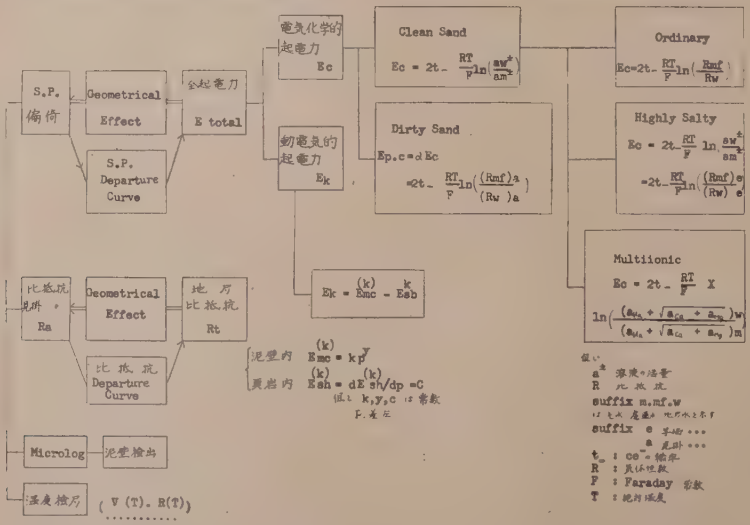
講演要旨*

物理探査部における電気検層発展の現況

陶山淳治

電気検層技術の確立を目標とし，昭和32年度より3カ年の計画で電気検層技術の常用化の研究を行ないつつある。こゝではその中間報告として電気検層技術の現状を主として解析理論を中心として紹介し，坑井条件の相違による理論からの偏倚，石油・ガス田以外の地質条件の下に生ずる異常現象のいくつかを示した。またわれわれが当面する問題，すなわち地熱温泉開発・地下水・土木への応用分野においては，半定量ないし定性的に検層図を解釈するためには，S. P. 比抵抗検層のほか，少なくとも，温度，接触検層，泥水比抵抗検層が必要である理由をのべ，われわれは当面この種の測定器の常用化に努力していることを示した。なお，定量解析のためには坑径測定器その他2，3の測定器を必要とするが，その測定方式については目下検討中で具体的な実験は始めていない。紹介した理論を図示すると上図のようになる。

（物理探査部）

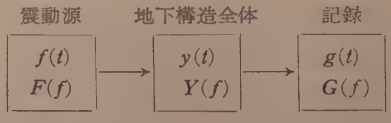


地震探査法における情報と雑振動について

金子徹一

物理探査法において自然の場を測定する方法と人工的の信号を大地に送つて，その応答を求める方法とがある。前者に属するものは重力・磁気・自然電位・放射能の各探査法であり，後者は地震・比抵抗・電磁法である。比抵抗および電磁法においては一般に定常的の電流あるいは電磁界が用いられているのに対し，地震探査においては非定常の波動が用いられる点に特色がある。

このように地震探査においてはパルス型の弾性波動がその信号源として用いられるために，他の方法と異なり，情報は時間による記録上の変化として表現されている。いま1つの測点，すなわち1成分の記録を考えてみると，これは1つの時系列と考えられ $g(t)$ で表わすことができる。他方，震動源での波形を $f(t)$ で表わすと，論理的には $f(t)$ の信号が地中を伝播し，反射，屈折，あるいはP波からS波に分離され，また表面波など地下の構造により色々複雑な変化をして $f(t) \rightarrow g(t)$ に変化したと考えることが可能である。これは地下の構造全体（観測装置も含めて）を1つのフィルタ系に置換してみると次のような関係になる。



* 月例研究発表会講演要旨，昭和35年7月13日開催

このさい，観測装置や観測方法などが，それぞれフィルタ系としてカスケード接続すると考えられるが，こゝでは省略する。すると，震動源，地下構造，記録の関係は時間領域での表現では $f(t)\rightarrow y(t)\rightarrow g(t)$ と表わされ，周波数領域では $F(f)\rightarrow Y(f)\rightarrow G(f)$ に対応して表わされる。そして，3者間にはそれぞれ次のような関係がある。

$$G(f)=F(f)\cdot Y(f) \qquad (1)$$

$$g(t)=\int_{-\infty}^{\infty} f(t_0)y(t-t_0)\,dt_0 \qquad (2)$$

前に省略して述べたように，$Y(f)$ は次のように直列に接続された n 個のフィルタ系に分離される。

$$Y(f)=Y_1(f)\cdot Y_2(f)\cdots Y_n(f) \qquad (3)$$

こゝで $Y_1(f)$ を地下構造全体の特性，$Y_2(f)$ 以下を観測装置，群設置，多孔爆発‥‥の特性と考えることにする。他方 $Y_1(f)$ は次のように並列の m 個のフィルタ系に分離できるとする。

$$Y_1(f)=Y_1^{(1)}(f)+Y_1^{(2)}(f)+\cdots+Y_1^{(m)}(f) \qquad (4)$$

この際 $Y_1^{(1)}(f)$ は反射波の特性，$Y_1^{(2)}(f)$ は屈折波の特性，$Y_1^{(3)}(f)$ はレーリー波の特性‥‥とする。

すると

$$\left.\begin{aligned} Y(f)=&Y_1^{(1)}(f)\cdot Y_2(f)\cdot Y_3(f)\cdots Y_n(f)\\ &+Y_1^{(2)}(f)\cdot Y_2(f)\cdot Y_3(f)\cdots Y_n(f)\\ &+Y_1^{(3)}(f)\cdot Y_2(f)\cdot Y_3(f)\cdots Y_n(f)\\ &\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\\ &+Y_1^{(m)}(f)\cdot Y_2(f)\cdot Y_3(f)\cdots Y_n(f) \end{aligned}\right\} \qquad (5)$$

と表わされ，第1項を $Y_1(f)$，第2項を $Y_r(f)$ とする。われわれが記録上で反射 signal として認めるものは $F(f)\cdot Y_1(f)$ 逆フーリェ変換である量であり，したがつて，反射 signal の向上とは第1項を最大にすることにほかならない。また第2項以下は妨害波（雑振動）に相当するので，妨害波の除去とはこれらを最小にすることである。また屈折法においては第2項 $F(f)\cdot Y_r(f)$ が signal であるので同様のことがいえる。

さて，反射法においてわれわれが求めている情報とは反射 signal そのものではなく，$Y_1^{(1)}(f)$ である。あるいは，その逆フーリェ変換である $y_1^{(1)}(t)$ である。すなわち $y_1^{(1)}(t)$ は反射 signal が観測点に次々に到達する時間と大きさとを表わす量であるから，これが反射法（狭義の意味で）による情報の全部を与えるものと考えてよかろう。同様に $Y_2^{(1)}(f)$ あるいは $y_2^{(1)}(t)$ は屈折法における情報を表わす。（物理探査部）

主として有孔虫類からみた中・新両生代の境界問題

福田　理

Danian 階は長い間一般に白堊系の最上階として扱われていたが，近年における浮游性有孔虫の研究の進展に伴つて，本階は第三系の最下階である Montian 階に対比されることが明らかにされた。Danian 階は白堊系に属するものとして命名されたものであるが，その中に含まれている浮游性有孔虫からみれば，本階を第三系の最下階とするのが妥当である。また，命名の先取権を尊重すれば，標準階名としては Montian に代るものとして Danian を使用すべきである。したがつて，Paleocene には Danian と Landenian (Thanetian + Sparnacian) とが含まれることになる。

本邦において化石によつて層準が判明している第三系の最下位の地層は天草下島の福連木層である。本層は *Nummulites amakusensis* によつて特徴づけられており同様の古生物学的特徴を有する教良木層の下部とともに ypressian (California の Penutian) に対比される。福連木層の下には不整合に深海層が横たわつている。後者は Maestrichtian と認められる姫ノ浦層群の上部の上に整合に重なる無化石層で，天草下島に暁新統が存在するとすれば，それは深海層の中に求められなければならない。天草上島においては福連木層の同時異相である白岳層の下に整合に赤崎層が横たわつており，後者も暁新統に属する可能性があるが，深海層よりは上位のものと推定される。（高井保明談）

北九州の炭田地方の古第三系には *Nummulites amakusensis* 帯の上に *Haplophragmoides subamakusaensis* 帯 (California の Ulatisian, 以下同様)，*Plectofrondicularia packardi* 帯 (Narizian ～ Refugian) および *Trochammina asagaiensis* 帯 (Zemorrian) の3帯が認められる。これらの諸帯は石狩炭田地方の古第三系にもそのまゝ認められる。これらの諸帯によつて両地方の古第三系の対比を試みた結果，赤崎・登川両層の基底がほぼ同じ層準のものであることが判明した。函淵層群の最上部に Danian 階が存在する可能性は少ないが，最近浅野博士によつて根室地方の長節層から模式地の Danian 階のものとよく似た浮游性有孔虫群が報告され，この地方の層位・古生物両方面からの検討が当面の問題となつた。（燃料部）

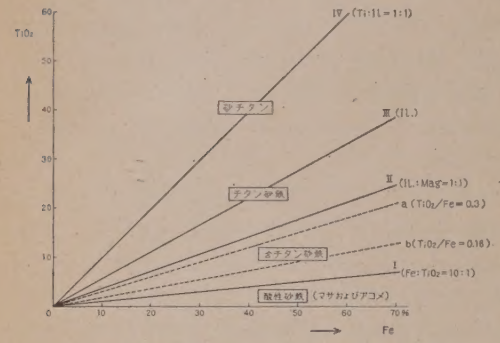
本邦の砂鉄鉱床について

服部富雄

演者は目下，「含チタン砂鉄・磁硫鉄鉱」特別研究5カ年の調査結果に基づき本邦の砂鉄鉱床および資源についての総括を試みつつあるが，今回は，砂鉄鉱および砂鉄鉱床の分類について，過去の諸例を紹介し，演者の分類試案を提出した（第1，2表）。

なお，とくに地質時代の砂鉄の分類，各時代の砂鉄層の層準および表示法について層位関係専門家の意見と教示をもとめた。 (鉱床部)

第 1 表



I: (Fe: TiO_2=10 : 1)　　a: (TiO_2/Fe=0.3)
II: (Il: Mag.= 1 : 1)　　b: (TiO_2/Fe=0.18)
III: (Il)
IV: (Ti : Il=1 : 1)

砂鉄鉱の分類

酸性砂鉄
- 真砂砂鉄
- 赤目砂鉄

塩基性砂鉄
- 含チタン砂鉄
- チタン砂鉄
- 砂チタン

第2表　砂鉄鉱床の分類(1960, 服部)

時代による分類			場所による分類		成因
地質時代の砂鉄→	新生代砂鉄	古生代砂鉄			
		中世代砂鉄			
		第三紀砂鉄	古第三紀砂鉄		
			新第三紀	中新世砂鉄	山砂鉄
				鮮新世砂鉄	成水
		第四紀砂鉄	洪積世砂鉄	丘陵砂鉄	
				段丘砂鉄	
			原地残留砂鉄		風化
			砂丘砂鉄		風成
			沖積世砂鉄	海岸砂鉄 汀線打上型	浜砂鉄(海浜砂鉄)
				海岸砂鉄 外浜型	浜砂鉄(海浜砂鉄)
				海岸砂鉄 内浜型	浜砂鉄(海浜砂鉄)
			湖岸砂鉄		成水
			海底砂鉄		成水
			湖底砂鉄		成水
←現世の砂鉄			河床砂鉄		川砂鉄

フィリップス社製ポケットモニターの測定時分について

菊 池　徹

ガイガーカウンタによつて，自然数，岩石，鉱脈などの放射能のカウント/分(c/m) を測定するにさいし，分相当のばらつきをもつているこれらの放射能が，何分間測定することによつて，安定した数値が得られるか，という問題は，ウラン調査初期には，調査方法の確立というテーマのなかでは，かなり重要な位置を占めていた。

筆者は，昭和30年度の調査のさい，東北大学大森一教授の指導の下に，福島県水晶山付近のペグマタイトに伴う，ウラン鉱床の調査を行なつたが，そのさい，上記の問題について少しく検討してみたので報告する。

測定例は，50例。対象は自然数，斑状花崗岩・閃雲花崗閃緑岩・ペグマタイト・砕などで，15分間の測定によつて得られた c/m は最低29，最高91の範囲のものである。

各例において，15分間の測定を行ない，各分までごとに，その分までの数値により c/m を求め，何分目にて完全に，あるいは，±1の許容範囲内で，また，±2の許容範囲内で，安定した c/m を得られたかを調べた。

しかる後，各分目ごとに安定した例の回数の，全体50に対する%を求めて，その分目ごとに安定するたしからしさを%で表わした。

その結果

1) 完全に安定するためには少なくとも15分間の測定が必要であり，±1または±2の許容範囲内で安定するためには，それぞれ，13分または12分の測定でよい

2) 10分間の測定では，完全に安定することに対して44%の，±1または±2の許容範囲内ではそれぞれ88または96%のたしからしさをもつて安定する。

3) 5分間の測定では，完全，±1，±2に対してそれぞれ，12%，62%，76%のたしからしさしかもたいということが判明した。 (鉱床部)

地質調査所月報　第11巻 第9号　目 次

報　文

北海道中央南部富内地域の白堊系

熱水性環境における鉄鉱物の生成に関する熱力学的研究

岐阜県美濃亜炭田土岐—可児地区ならびに天草・三池
両炭田における主炭層の古植物学的研究報告

概　報

宮城県大谷鉱山北部の地質鉱床

岡山県仁賀鉱山の銅鉱床

徳島県出原鉱山のマンガン鉱床および三郎鉱山の銅鉱床

岡山県王地鉱山速報

資　料

自然水銀の成因

講演要旨

地質調査所への連絡は

本　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (701) 1146～1148番 (721) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (341) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地（仙台通産局内）電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通産局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地　電話 (94) 3052番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地（広島通産局内）電話（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市鍛冶屋町4の16（竹内ビル内）電話 高松（2）3052番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19番地（通産省福岡合同庁舎内）電話（2）6743番

昭和35年8月25日　印　刷
昭和35年8月30日　発　行

©
著作権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 11 AUGUST 1960 No. 8

CONTENTS

T. Nozawa & K. Takahashi: On the Petrochemistry of Shishigawa Granodiorite ..... 1(489)
A. Tanaka & S. Ninagawa: Geophysical Prospecting in the Eastern Part of Kushiro City, Hokkaidō ..... 15(503)
M. Yamada: Preliminary Report on Tagi Copper Mine, Shimane Prefecture ..... 31(519)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 11, No. 8, 1960